



université de bretagne
occidentale



THÈSE / UNIVERSITÉ DE BRETAGNE OCCIDENTALE

sous le sceau de l'Université européenne de Bretagne

pour obtenir le titre de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE BRETAGNE OCCIDENTALE

Mention Géosciences Marines

École Doctorale des Sciences de la Mer

présentée par

Aurélien Beaumais

Préparée à l'Unité Mixte de Recherche 6538

Laboratoire Domaines Océaniques

Institut Universitaire Européen de la Mer

**Géochimie de l'arc du
Vanuatu :
Evolution spatio-temporelle des
édifices volcaniques et des
sources mantelliques**

Thèse soutenue le 5 juillet 2013

devant le jury composé de :

Georges Boudon

Physicien, Institut de Physique du Globe de Paris / *Rapporteur*

Delphine Bosch

Directeur de recherche CNRS, Université de Montpellier II / *Rapporteur*

Antoine Bézos

Maître de conférences, Université de Nantes / *Examineur*

Walter Roest

Chercheur, Ifremer Brest / *Examineur*

Gilles Chazot

Professeur, UBO Brest / *Directeur de thèse*

Hervé Bertrand

Maître de conférences, Université Claude Bernard
et ENS Lyon / *Co-directeur de thèse*

Laure Dosso

Directeur de recherche CNRS, Ifremer Brest / *Co-encadrant*



Résumé

L'archipel volcanique du Vanuatu se met en place au cœur du pacifique sud-ouest dans un contexte tectonique complexe marqué par la frontière convergente des plaques australienne et pacifique. Il se compose d'édifices volcaniques répartis sur plus de 1000 km le long de la marge du Vanuatu et situés en face des différentes structures en rides et bassins de la plaque australienne en subduction sous le bassin Nord Fidjien depuis ~ 6 Ma. Je présente ici une nouvelle étude géochimique des laves de cet archipel volcanique actif à partir de la détermination des compositions en éléments majeurs et traces, et des compositions isotopiques (Sr-Nd-Hf-Pb) d'une centaine d'échantillons de laves (< 2 Ma), provenant de 7 îles et de 5 monts sous-marins. Ces données apportent de nouvelles contraintes sur la nature des flux de matière provenant de la plaque subductée, sur les processus de genèse des magmas dans le coin de manteau et sur leur différenciation au cours de leur remontée vers la surface.

L'étude géochimique des magmas les plus primitifs de chacun des édifices volcaniques considérés a permis de mettre en évidence la variation de composition des sources mantelliques le long de l'arc et d'individualiser 3 segments géochimiques : "central", dans la zone de collision de la ride D'Entrecasteaux, "sud" en face du bassin Nord Fidjien, et "extrême sud" en face du bassin Sud Fidjien. Les variations du taux de fusion partielle du manteau ne semblent pas être un paramètre majeur pouvant expliquer les variations géochimiques enregistrées à l'échelle de l'arc. Toutefois, la composition des roches des différents bassins subductés influence fortement celles des laves des volcans adjacents via le composant de subduction, décliné sous ses différentes formes : des fluides caractérisés par des rapports Ba/Th et Sr/Th élevés, des produits de fusion des sédiments avec des rapports La/Sm élevés et des faibles rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, et des produits de fusion de la croûte océanique avec des rapports La/Sm élevés et des rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ élevés. L'influence des fluides de subduction semble moins importante dans la genèse des laves des îles centrales comparée à celles du segment sud, et relativement faible au niveau des îles du segment extrême sud. Les produits de fusion des sédiments subductés semblent également participer à la genèse des laves du Vanuatu, principalement au niveau des îles centrales, tandis que les produits de fusion de la croûte océanique du bassin Sud Fidjien semblent influencer la genèse des laves au niveau du segment extrême sud.

La perturbation tectonique induite par la subduction/collision de la ride D'Entrecasteaux avec l'arc depuis ~ 2 Ma permet d'accéder au niveau des îles centrales à un manteau enrichi ("type-MORB indien") du bassin Nord Fidjien, différent de celui échantillonné par les îles plus au sud ("type-MORB pacifique"). De plus, cette ride apporte probablement en subduction un composant ancien (faible $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$), pouvant être d'origine crustale et assimilé à un fragment de croûte inférieure pincée au niveau de la paléo-subduction D'Entrecasteaux.

Enfin, l'étude géochimique détaillée de certaines îles volcaniques (Lopevi, Gaua, Ambrym) a permis de caractériser la différenciation des laves par cristallisation fractionnée et d'identifier des processus d'assimilation crustale. Elle a également permis de mettre en évidence, à l'échelle d'une même île, la présence de magmas provenant de portions de manteau distinctes, ayant subi un métasomatisme différent.

Ce travail révèle une extrême hétérogénéité du manteau sous l'arc du Vanuatu, témoignant de la complexité des processus géologiques impliqués au niveau de cette zone de subduction.

Mots clés : arc Vanuatu, sud-ouest pacifique, géochimie, isotopes, différenciation magmatique, source mantellique, composant de subduction.

Abstract

The Vanuatu island arc is located in a complex tectonic setting of the SW Pacific marked by the convergent boundary between the Australian and Pacific plates. It is comprised of volcanic edifices spread over more than 1000 km along the arc and faces various ridge and basin structures of the Australian plate that have been subducting beneath the North Fiji Basin for the last ~ 6 Ma. I present here a new geochemical study of lavas of the active volcanic archipelago based on major and trace element as well as isotopic (Sr-Nd-Hf-Pb) analyses of approximately one hundred lava samples from seven islands and five seamounts. These data provide new constraints on the nature of material fluxes from the subducting plate, the processes of magma genesis in the mantle wedge, and their differentiation during ascent to the surface.

Examination of the most primitive magmas illustrates the variation of the mantle source composition along the arc and demarcates three segments: a "central" segment in front the d'Entrecasteaux ridge, a "south" segment in front of the North Fiji Basin, and a "far south" segment in front of the South Fiji Basin. Variations in the rate of partial melting of the mantle do not appear to be a major factor that could explain the geochemical variations recorded along the arc. The composition of the different subducted basins highly influences those of the adjacent volcanoes through the subduction components, delineated in its various forms: aqueous fluids characterized by high Ba/Th and Sr/Th, sediment melts with elevated La/Sm and low $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and crustal melts with elevated La/Sm and high $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. The influence of subduction fluids appears less important in the genesis of the central islands compared to the southern segment islands and weak in the far south segment. A sediment melt appears to also contribute to the genesis of the lavas, especially in the central islands, whereas a melt from the South Fiji basin oceanic crust appears to be involved in the genesis of the lavas emitted in the far south segment.

The perturbation induced by the tectonic subduction/collision of the D'Entrecasteaux Ridge with the arc ~ 2 Ma ago provides access to an enriched mantle (Indian MORB-like) component of the North Fiji Basin in the central islands, distinct from that sampled at islands located further south (Pacific MORB-like). Additionally, this ridge likely carries with it an ancient component (low $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) that may be related to a lower crust pinch at the D'Entrecasteaux paleo-subduction zone.

Finally, detailed geochemical study of some volcanic islands (Lopevi, Gaua, Ambrym) reveals processes related to the differentiation of lavas by fractional crystallization and processes related to crustal assimilation. This study equally reveals, at the scale of an island, the presence of magma coming from different portions of mantle, which have undergone slightly different metasomatism.

This body of work highlights extreme mantle heterogeneity under Vanuatu islands arc and testifies to the complex nature of its associated geological processes.

Keywords: Vanuatu arc, SW Pacific, geochemistry, isotopes, magmatic differentiation, mantle source, subduction component.

Remerciements

Au terme de ces années il n'est pas facile de remercier toutes les personnes qui ont contribué à l'édification de cette thèse, à tous les niveaux, que ce soit par leur travail, leur aide, leur soutien ou tout simplement par leur présence. Je souhaite ainsi exprimer au travers de ces lignes, toute ma gratitude envers eux et souligner qu'au cours de ces années passés au fin fond de la Bretagne, j'ai rencontré des gens formidables avec qui j'ai eu plaisir à vivre et à travailler. Je m'excuse d'avance des personnes que j'aurais pu oublier.

Je tiens à remercier en tout premier lieu mes directeurs de thèse, Gilles Chazot, Hervé Bertrand et Laure Dosso qui m'ont encadré au cours de ces années de thèse. Vous avez su me guider dans mes recherches, vous avez été toujours disponibles et vous avez su, malgré mes doutes, m'éclairer jusqu'au bout. Merci à vous trois de m'avoir fait confiance.

Je souhaite te remercier Tiphaine, pour avoir partagé ma vie, pour ton amour, et d'avoir passé tous ses bons moments à mes côtés. Merci mon amour.

Je remercie également les membres de mon jury d'avoir accepté d'évaluer mes travaux. Les discussions scientifiques au terme de ma soutenance m'ont permis de gagner du recul sur mon travail, et de la réflexion pour mes futurs travaux. J'en profite également pour remercier vivement tous les relecteurs de ma thèse, tous les imprimeurs de ma thèse et toutes les personnes ayant assistées aux répétitions de ma soutenance. Merci à vous !

Je tiens à remercier Claude Robin, qui m'a transmis une grande partie des échantillons que j'ai étudié, et sans qui cette thèse n'aurait pu être possible. Je tiens également à remercier mon ancienne tutrice de stage Nicole Métrich, pour sa disponibilité, pour les échantillons qu'elle m'a transmis au cours de cette thèse, et pour toutes les discussions que l'on a pu avoir sur le Vanuatu. Merci à Philippe Jean Baptiste de m'avoir transmis ses données hélium sur le Vanuatu. Merci aussi à Bernard Pelletier, qui a contribué au financement de cette thèse, via l'ANR Arc Vanuatu.

Merci à tous les membres du laboratoire domaines océaniques pour leur accueil, et ces quelques années passées à l'IUEM. Plus spécifiquement à Christophe Martin qui s'est occupé de mes malheurs informatiques, à J.P. Oldra, pour sa rapidité de préparation des lames minces et sa gentillesse, à Dominique GAC pour sa capacité à dénicher les publications introuvables, aux secrétaires Carole, Murielle, Agnès, et Lysianne, pour leur aide dans mes démarches administratives,

Remerciements

et leur bonne humeur, à Christine Authemayou pour son aide dans la préparation des TP cartogéomorpho, à Christophe Delacourt pour ses encouragements en fin de thèse et aux différents chercheurs avec qui j'ai pu avoir des discussions scientifiques très enrichissantes. Merci également à Elisabeth Bondu pour son accueil chaleureux à l'EDSM.

Merci à Laure Dosso, Claire Bassoulet, Shasa Labanieh, Philippe Nonnotte, Céline Liorzou, Yoan Germain et Manu Ponzevera pour m'avoir transmis leur savoir sur les analyses géochimiques, que ce soit en salle blanche de chimie, ou sur ces grosses machines nommées spectro de masse, et d'avoir fait en sorte que je puisse travailler dans les meilleures conditions. J'ai eu plaisir à travailler à vos côtés.

Cette thèse a été l'occasion pour moi de découvrir l'océan Pacifique. Gilles et Hervé, j'ai eu un très grand plaisir à vadrouiller pendant un mois sur les volcans reculés du Vanuatu, et de partager avec vous mes premières éruptions volcaniques. Bref, une aventure inoubliable. Merci également à tous les membres du Vanuatu Geohazards Observatory qui nous ont accompagnés au cours de cette mission. Je tiens à remercier également Yves Fouquet de m'avoir permis de participer à la campagne océanographique FUTUNA. Ce fût une belle épopée, enrichissante à tout point de vue. Je tiens ici à dire merci à toute l'équipe à bord, et plus particulièrement à Anne-So, Florian, et Jérôme.

Côté Bouguen, je tiens à remercier Sylvie Millon et Pascal Tieffenbach pour leur accueil, leur gentillesse et leur disponibilité sans faille lorsqu'il y avait un couac 5 minutes avant le début d'un TD. Merci à Martial Caroff et à Jean-Alix Barrat pour ces journées de terrain où j'ai pu apprendre qu'il ne fallait pas estimer l'âge d'une personne à la légère, sans prendre de nombreuses précautions au préalable. Enfin merci aux étudiants qui, sans s'en apercevoir, m'ont eux aussi beaucoup appris.

Merci à tous mes amis brestois avec qui j'ai partagé tant de bons moments: Louis, Pieter, Nathalie, Céline, Marie, Cécile, Angélique, François, Charlotte, Guillaume, Damien, Marion, Myriam, Amadou, Matthieu, Anne-So, Flora, Bérengère, Estelle, Shasa, Aurore, Marcaurélio, Morgana, Morgan, Sylvia, Irene, Anna, Aurélie, Gueorgui, Stefan, Kati, Mika, Simon, J.P., Bichon... je suis heureux de vous avoir rencontrés. Et encore merci à tous mes co-bureaux de m'avoir supporté au B-131.

Merci à tous mes amis parisiens qui m'ont soutenu à distance, qui était là lors de mes réapparitions à SGA et à ceux qui ont même fait le déplacement jusqu'à Brest (Matt, Mat-Mat, Marco, Elise, Pauline, Mika, Popo, P.E., Audrey, Pauline, Eric). C'était super chouette de votre part.

Remerciements

Je n'oublie pas mes collègues de la faculté d'Orsay, avec qui j'ai eu plaisir à partager les bancs de la fac d'Orsay (Ponpon, Quichon, Palmito, Flic Flac Floe, J.E., Guigounet, Titi...etc), à mes co-bureaux de stage (Thomas et Max), ainsi qu'à tous les chercheurs qui m'ont transmis leur passion de la géologie.

Merci à ma famille de m'avoir laissé faire mes propres choix, de m'avoir soutenu, et de m'avoir fait confiance jusqu'au bout. Merci Papa, Maman, Ludi et Pascal. Je tiens également à remercier toute ma famille de Normandie (Véro, Robert, Romain, Séverine, Aubane, Alix, Annick...etc) et je n'oublie pas ma grand-mère Simonne à qui je pense toujours très fort. Merci également à Jacques et Maryline de m'avoir si bien accueilli.

Encore et surtout, merci à toi Tiphaine, mon cœur, ma fleur, mon étoile. Merci de m'avoir soutenu chaque jour, et d'avoir partagé mes joies, mes peines, mes euphories, et mes doutes. Avec toi, tout a été beaucoup plus facile. Merci d'avoir été là pour moi. Je t'en serai toujours reconnaissant.

"Si quelqu'un aime une fleur qui n'existe qu'à un seul exemplaire dans les millions et les millions d'étoiles, ça suffit pour qu'il soit heureux quand il les regarde.

Il se dit : « Ma fleur est là quelque part... »."

Le Petit Prince, **Antoine de Saint-Exupéry**.

Remerciements

Table des matières

<i>Résumé</i>	<i>3</i>
<i>Abstract</i>	<i>5</i>
<i>Remerciements.....</i>	<i>7</i>
<i>Table des matières</i>	<i>11</i>
<i>Introduction générale</i>	<i>13</i>
<i>Chapitre I - Contexte géologique du Vanuatu et de la région Sud-Ouest Pacifique</i>	<i>17</i>
I. Généralités	19
II. Géodynamique du Sud-Ouest Pacifique	22
III. Présentation des structures géologiques majeures de la plaque subductante	35
IV. Présentation des structures géologiques majeures de la plaque plongeante australienne.....	53
V. Le panneau plongeant	58
VI. Effets tectoniques et cinématiques des collisions.....	61
VII. En résumé	65
<i>Chapitre II - Méthodologie et techniques analytiques</i>	<i>67</i>
I. Echantillonnage et préparation des roches pour l'analyse	69
II. Géochimie élémentaire.....	71
III. Géochimie isotopique	79
<i>Chapitre III – Etude géochimique de l'arc du Vanuatu</i>	<i>97</i>
I. Introduction	99
II. Les compositions chimiques et isotopiques des laves du Vanuatu	101
III. La composition du matériel subducté et du manteau régional.....	114
IV. Discussion : Origine des variations géochimiques de l'arc	127
V. Conclusion.....	155
<i>Chapitre IV – Temporal Source Evolution and Crustal Contamination at Lopevi Volcano, Vanuatu Island Arc.....</i>	<i>159</i>
Abstract	161
1. Introduction	162
2. Geological setting and previous work	162

3. Sampling and analytical techniques	165
4. Results	167
5. Discussion.....	173
6. Conclusions	181
Acknowledgments	181
References	186
<i>Chapitre V – Evolution temporelle de la source des magmas de l’île de Gaua.....</i>	<i>193</i>
I. Introduction	195
II. Contexte géologique	195
III. Echantillonnage & Méthodes	201
IV. Résultats	202
V. Discussion	212
VI. Conclusion.....	222
<i>Conclusions générales et perspectives</i>	<i>223</i>
<i>ANNEXE 1 – LOPEVI</i>	<i>229</i>
<i>ANNEXE 2 – GAUA</i>	<i>233</i>
<i>ANNEXE 3 – AMBRYM.....</i>	<i>241</i>
<i>ANNEXE 4 – PAAMA</i>	<i>257</i>
<i>ANNEXE 5 – TANNA.....</i>	<i>263</i>
<i>ANNEXE 6 – MATTHEW, HUNTER ET LES MONTS SOUS-MARINS DE LA TERMINAISON SUD.....</i>	<i>269</i>
<i>ANNEXE 7 – PARAMETRES POUR LA MODELISATION</i>	<i>275</i>
<i>ANNEXE 8 - SIGLES ET ABREVIATIONS</i>	<i>281</i>
<i>Références bibliographiques</i>	<i>285</i>

Introduction générale

Le Vanuatu (ex- Nouvelles Hébrides) est un archipel d'îles volcaniques situé dans la région du Pacifique sud-ouest, résultant de la subduction intra-océanique de la plaque australienne sous le bassin marginal Nord Fidjien. Cette région est marquée par une forte activité sismique et volcanique.

Les zones de subduction sont des marges actives convergentes où s'affrontent les grandes plaques lithosphériques et s'avèrent être des régions clés de la géodynamique terrestre. À l'échelle du globe terrestre, les plaques reposent sur le manteau asthénosphérique et sont entraînées par les mouvements de convection mantelliques de grande ampleur qui induisent leur déplacement à la surface terrestre : c'est la tectonique des plaques, tel que l'a décrit Wilson en 1963. Ces déplacements s'expriment en surface par des zones de divergence au niveau des dorsales médio-océaniques où se forme la lithosphère océanique (67000 km de longueur totale cumulée) et par des zones de convergence au niveau des zones de subduction (43000 km). Les zones de subduction se caractérisent par le plongement de la plaque subductée sous la plaque subductante et permettent ainsi de compenser l'accrétion océanique au niveau des dorsales en recyclant des portions de lithosphère océanique dans le manteau terrestre. Le caractère océanique (80%) ou continental (20%) de ces zones est fonction de la nature de la lithosphère sus-jacente.

Les zones de subduction sont des zones d'interaction uniques, permettant de nombreux échanges chimiques entre les grands réservoirs terrestres. Elles jouent un rôle critique dans le cycle des éléments entre le manteau, la lithosphère (la croûte), les océans et l'atmosphère et présentent donc un intérêt majeur pour l'étude des flux élémentaires sur Terre.

La subduction d'une lithosphère océanique est généralement associée à un magmatisme intense en profondeur dans le coin de manteau, et s'exprime en surface par un volcanisme abondant et très explosif au niveau de la plaque sus-jacente. Ce volcanisme contribue à la formation et au développement d'arcs volcaniques, parallèlement à la limite des plaques. Le volcanisme des marges convergentes est une conséquence directe du transfert de matière de la plaque plongeante vers le coin de manteau sus-jacent. L'apport de ce composant de subduction, riche en eau, abaisse le point de fusion du coin de manteau et lui permet de fondre. Les magmas d'arcs résultent ainsi de la fusion hydratée d'un manteau métasomatisé par le composant de subduction.

Les magmas produits à l'aplomb des zones de subduction sont très caractéristiques d'un point de vue pétrographique et géochimique, et se distinguent nettement des magmas émis au niveau des rides médio-océaniques (contexte divergent) et des magmas intra-plaques émis au niveau des îles océaniques en contexte de point chaud. Les magmas d'arcs peuvent présenter des minéraux hydratés dans leur assemblage minéralogique, et sont généralement riche en silice (composition andésitique), en

éléments alcalins, et en éléments volatils, donnant le caractère très explosif aux éruptions associées. Ils se caractérisent également au niveau des teneurs en éléments traces par : des forts enrichissements en éléments lithophiles à fort rayon ionique (LILE : Cs, Rb, Ba, Pb, Sr), Th et U, des enrichissements plus modérés en terres rares légères (LREE) et des appauvrissements en éléments à fort potentiel ionique (HFSE : Nb, Ta, Zr, Hf). Il en résulte que les magmas d'arcs présentent des rapports caractéristiques LILE/REE et REE/HFSE élevés. Il est désormais admis que ces enrichissements relatifs sont le reflet du transport préférentiel des éléments mobiles dans le composant de subduction. Cependant il subsiste des incertitudes quant à la nature et l'origine de ce composant : fluide aqueux ou produit de fusion hydraté provenant de la déshydratation/fusion de la plaque plongeante (croûte océanique et/ou sédiment).

L'étude des compositions chimiques et isotopiques des laves d'arcs fournit un ensemble de données essentiel pouvant permettre de contraindre d'une part la nature des composants impliqués dans leur genèse, et d'autre part les processus de différenciation magmatique au cours de leur remontée vers la surface. Les volcans associés aux zones de subduction représentent donc autant de fenêtres ouvertes sur les processus géologiques qui se produisent dans ces contextes si particuliers.

L'ouest du Pacifique est bordé de nombreuses subductions intra-océaniques (Izu-Bonin-Mariannes, Nouvelle Bretagne-Salomon-Vanuatu, Tonga-Kermadec, etc). L'absence de croûte continentale épaisse dans ces contextes est très avantageuse, car la remontée vers la surface des magmas au travers d'une croûte relativement mince limite considérablement les phénomènes de contamination crustale qui contribuent à en modifier le message profond. L'arc actif du Vanuatu formé depuis ~ 6 Ma, représente ainsi une cible privilégiée pour l'étude des sources mantelliques par la présence d'une croûte peu épaisse (< 25 km) et par l'émission de magmas peu évolués de composition basaltique. C'est donc au cœur de cet archipel volcanique que cette étude s'est focalisée, cet arc ayant été peu étudié, de par son éloignement et les difficultés d'accès aux différentes îles.

Les précédents travaux ont toutefois révélé une grande variabilité des compositions géochimiques des laves le long de l'archipel du Vanuatu. Ces différences ont été attribuées dans la littérature à l'hétérogénéité de la source mantellique (participation de deux manteaux distincts modifiés par un composant de subduction hétérogène), ainsi qu'à des variations du taux de fusion partielle. Il semblait donc que les processus de formation des magmas du Vanuatu soient complexes, et nécessitaient une étude géochimique détaillée afin de mieux les contraindre. Dans le cadre de l'ANR ARC VANUATU les roches volcaniques de plusieurs îles ont été échantillonnées. A cela, a été ajouté l'échantillonnage considérable de l'arc du Vanuatu réalisé par Claude Robin de l'Institut de Recherche pour le Développement, mettant à notre disposition plus de 300 échantillons de laves au total. L'étude de l'archipel du Vanuatu effectuée au cours de ces travaux de thèse a été déclinée en deux grands volets :

- 1- l'étude globale des sources mantelliques à partir des magmas les plus primaires de l'archipel.

- 2- l'étude locale des processus de différenciation magmatique à l'échelle d'une île, et des changements éventuels de la source des magmas au cours du temps.

Dans un premier volet, cette étude s'est focalisée sur les magmas les moins différenciés. En l'absence de contamination crustale, la mesure des rapports isotopiques (non fractionnés aux cours des processus géologiques tels que la déshydratation, la fusion partielle) est représentative de la composition isotopique de la source qui a fondu. La comparaison avec les compositions rapportées pour les magmas émis en arrière de l'arc (représentatives du manteau non métasomatisé) et celles rapportées pour les différents matériels subductés (représentatives du composant de subduction) permet ainsi de contraindre l'origine des composants impliqués dans la source des laves du Vanuatu. Les différences de comportement chimique des éléments traces au cours des processus géologiques (déshydratation et fusion partielle) permettent d'une part de contraindre la nature du composant de subduction (fluide ou produit de fusion), et d'autre part de comparer les taux de fusion partielle impliqués au cours de la genèse des magmas. Ainsi l'accès à la composition de la source des magmas, permet de caractériser les variations spatio-temporelles à l'échelle de l'arc et de comparer les sources entre elles.

Dans un second volet, cette étude s'est focalisée à l'échelle locale sur différentes îles (Lopevi, Gaua, et, dans une moindre mesure, Ambrym) à partir d'une vingtaine d'échantillons, intégrant des produits plus évolués. L'étude détaillée de l'évolution chimique et isotopique de chacune des îles considérées a été réalisée dans le but de caractériser les processus de différenciation magmatique et de mettre en évidence les éventuels changements de source magmatique.

Ce manuscrit de thèse est composé de cinq chapitres et s'articule de la façon suivante :

- Le premier chapitre correspond à une synthèse bibliographique de l'évolution géodynamique du Pacifique Sud-Ouest, et des connaissances sur les diverses structures géologiques de cette région, pour servir ensuite de support à la discussion développée dans les chapitres suivants.
- Le second chapitre décrit les différentes méthodes et techniques d'analyses mises en œuvre au cours de cette étude.
- Le troisième chapitre présente les résultats de l'étude géochimique globale de l'archipel du Vanuatu, et les différents composants impliqués dans la source des magmas de l'arc.
- Le quatrième chapitre correspond à un article rédigé en anglais sur l'étude géochimique du volcan Lopevi. Il est actuellement soumis à la revue *Journal of Volcanology and Geothermal Research*.
- Le cinquième chapitre présente les changements de la source mantellique au cours du temps mis en évidence sur l'île de Gaua.

Introduction générale

Les conclusions générales et les perspectives de ces travaux sont ensuite développées.

Enfin, les annexes présentent : (1) une synthèse bibliographique pour chaque édifice volcanique (ou groupe d'édifices) ainsi qu'un récapitulatif des données obtenues au cours de ces travaux (et utilisées dans les chapitres III à V), (2) le détail des modélisations effectuées au cours de cette thèse, et enfin (3) une liste des abréviations et des acronymes utilisés dans ce manuscrit.

***Chapitre I - Contexte géologique du Vanuatu et
de la région Sud-Ouest Pacifique***

<i>I. Généralités</i>	<i>19</i>
<i>II. Géodynamique du Sud-Ouest Pacifique</i>	<i>22</i>
II.1. De 120 à ~ 50 Ma	25
II.2. De ~ 50 Ma à ~ 12 Ma.....	26
II.3. De ~ 12 Ma à l'actuel.....	26
II.4. Cas de l'ouverture du bassin Nord Fidjien (~ 12 Ma – actuel)	28
II.5. Apport de la tomographie	30
<i>III. Présentation des structures géologiques majeures de la plaque subductante.....</i>	<i>35</i>
III.1. La zone avant-arc	35
III.2. L'arc du Vanuatu	36
III.3. Les fossés et le chevauchement arrière-arc	47
III.4. Le bassin arrière-arc Nord Fidjien	49
<i>IV. Présentation des structures géologiques majeures de la plaque plongeante australienne</i> <i>.....</i>	<i>53</i>
IV.1. Les bassins océaniques	53
IV.2. Les rides et plateaux	55
IV.3. La fosse de subduction	57
<i>V. Le panneau plongeant</i>	<i>58</i>
<i>VI. Effets tectoniques et cinématiques des collisions</i>	<i>61</i>
VI.1. Subduction/collision de la ride D'Entrecasteaux et du plateau Nord Torrès	61
VI.2. Subduction/collision de la ride des Loyauté	62
VI.3. Cinématique de l'arc	63

I. Généralités

L'archipel du Vanuatu s'est édifié au cœur de la région du Sud-Ouest Pacifique, marquée par la frontière convergente entre les plaques australienne et pacifique, sur la bordure orientale disloquée de la marge australienne.

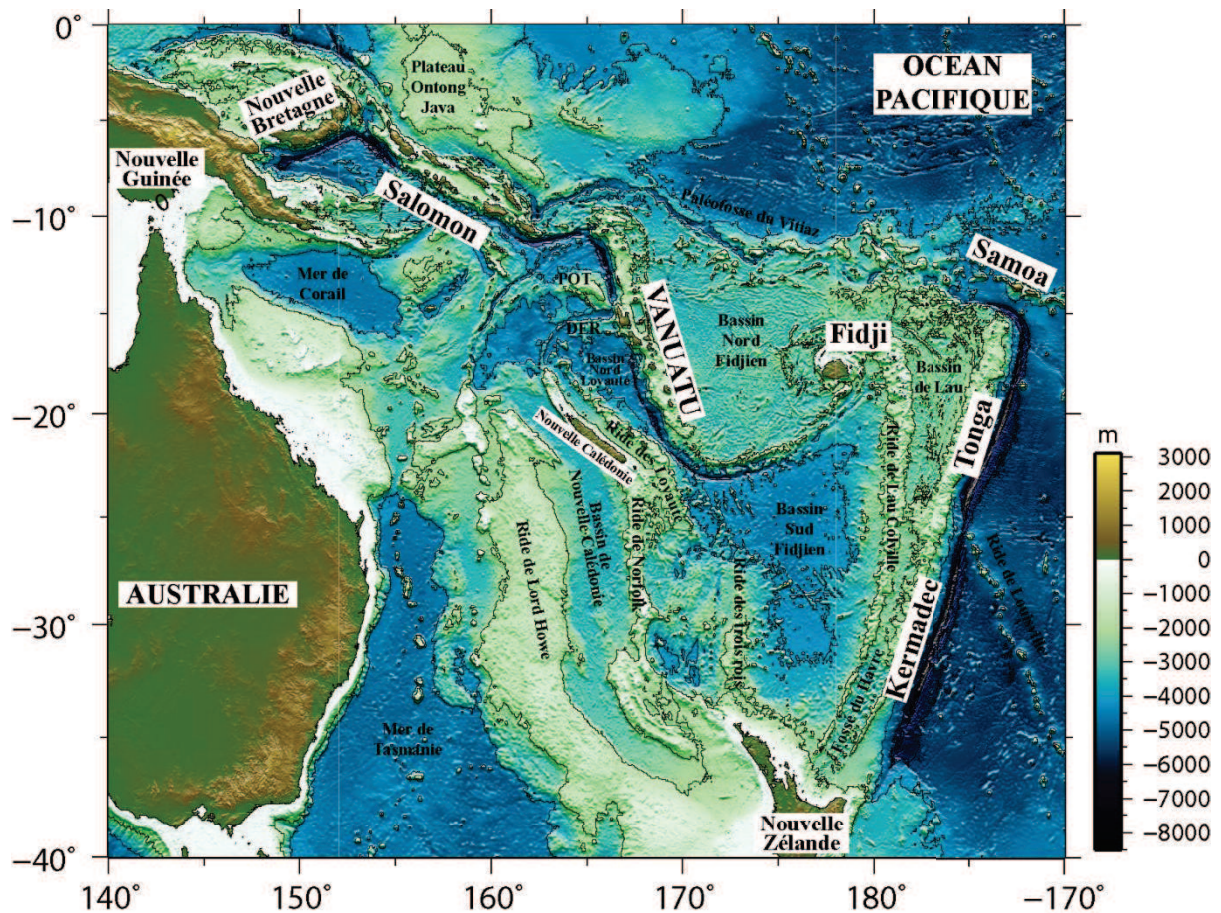


Figure I.1 : Carte bathymétrique et topographique de la région du pacifique sud-ouest. Cette carte a été générée à partir des données de la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA : <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/bathymetry/>) au moyen du logiciel Generic Mapping Tools (GMT). POT, pour plateau Ouest Torrès ; RDE, pour ride D'Entrecasteaux.

Cette zone s'étend du craton australien jusqu'à l'océan Pacifique et est constituée de nombreuses rides et bassins de natures diverses : bassins à fond océanique ou continental aminci, rides « continentales », rides d'arcs volcaniques, alignements de volcans intraplaques et plateaux océaniques. (Fig. I.1 et I.2).

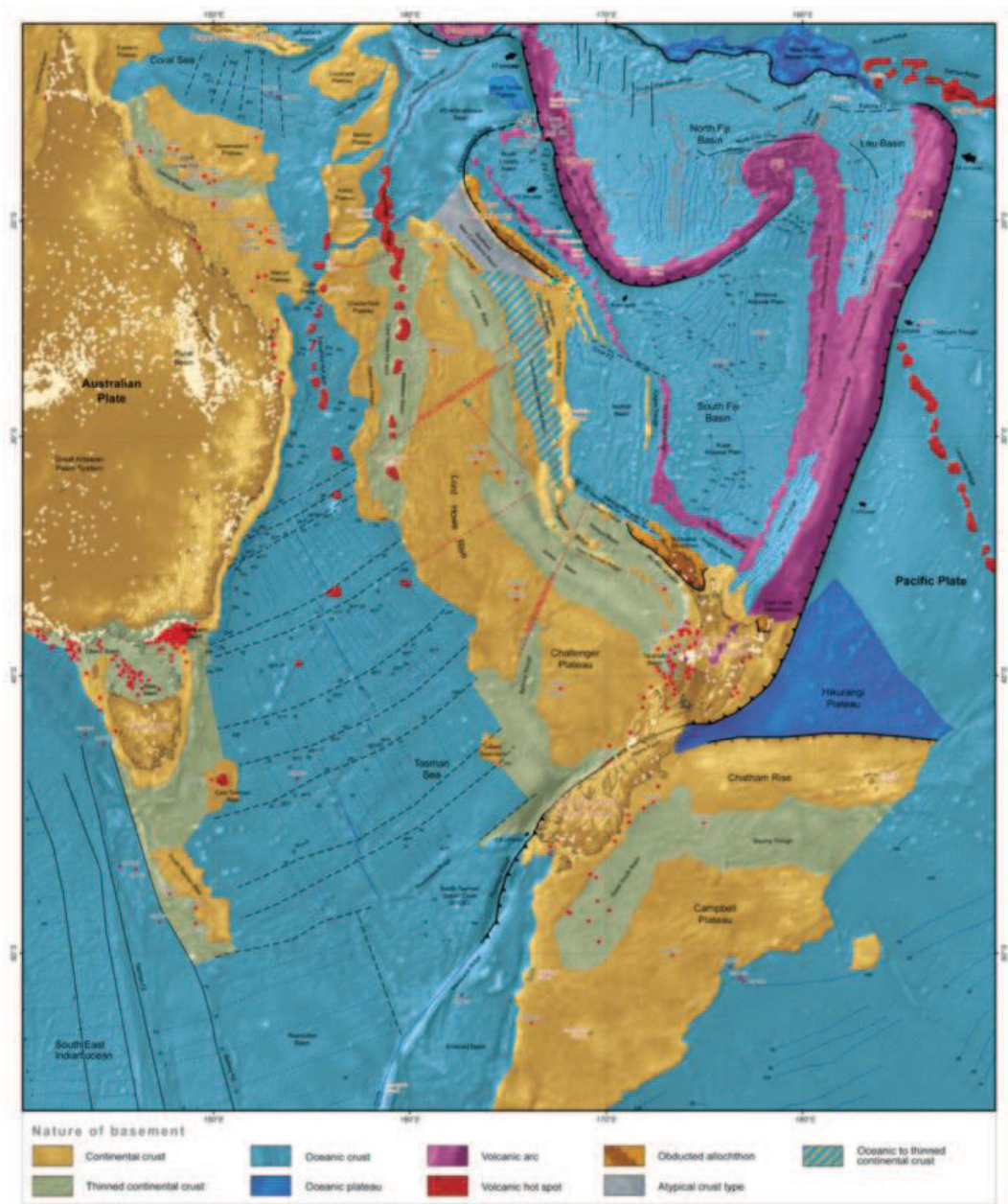


Figure I.2 : Carte géologique de la région du pacifique sud-ouest (Collot, 2009)

Cette limite de plaque se caractérise actuellement par une zone de déformation diffuse de plus de 1000 km de long et s'exprime par deux subductions à vergences opposées (vers l'est sous les îles Vanuatu et vers l'ouest sous les îles Tonga-Kermadec), derrière et entre lesquelles s'ouvrent des bassins marginaux (bassin Nord Fidjien et de Lau) dotés de nombreux centres d'accrétions relayés par des failles transformantes. La subduction du Vanuatu prolonge au Nord la zone de subduction de Nouvelle Bretagne-Salomon, tandis que la jonction au sud avec la zone de subduction des Tonga-Kermadec est plus complexe et se réalise par des mouvements décrochants le long des fractures de Hunter et Nord Fidjienne (Fig. I.3).

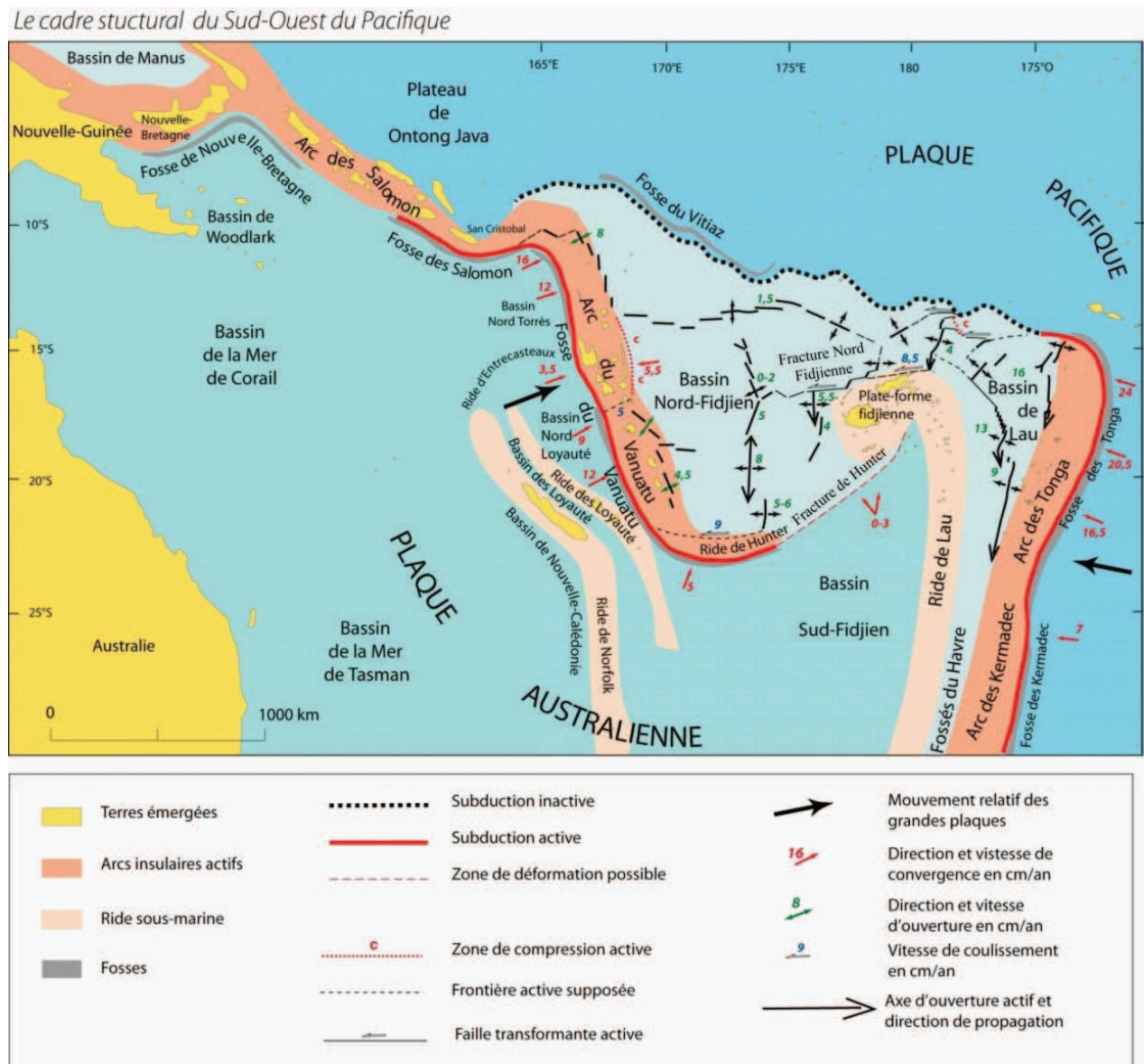


Figure I.3 : Cadre structural du pacifique sud-ouest réalisée par Bernard Pelletier (IRD, Nouméa) pour l'Atlas du Vanuatu (<http://planet-terre.ens-lyon.fr/article/Santo-cadre-structural.xml>)

Cette zone est caractérisée par les taux de convergence, et d'ouverture les plus rapides enregistrés sur la planète. La plaque Australienne se déplace actuellement vers le E-NE à une vitesse de ~ 8 cm/a (modèle NUVEL1-A, (DeMets et al., 1994)) et subducte perpendiculairement le long de la fosse du Vanuatu sous le bassin Nord Fidjien avec une vitesse maximum atteinte de 17 cm/a au Nord de l'archipel (Pelletier et al., 1998). Le taux d'ouverture maximum enregistré au niveau du bassin Nord Fidjien est de 8 cm/a, selon une direction N90°. La plaque Pacifique quant à elle, se déplace actuellement vers l'O-NO et subducte le long de la fosse des Tonga-Kermadec avec des vitesses comprises entre 7 et 24 cm/a (Pelletier et al., 1998). Le bassin de Lau s'ouvre en arrière de la subduction des Tonga avec une vitesse maximum de 16 cm/a, selon une direction globalement E-O (Bevis et al., 1995) (Fig. I.3).

Cette limite de plaque est d'autre part soulignée par un volcanisme actif abondant ainsi que par une forte sismicité (Fig. I.4).

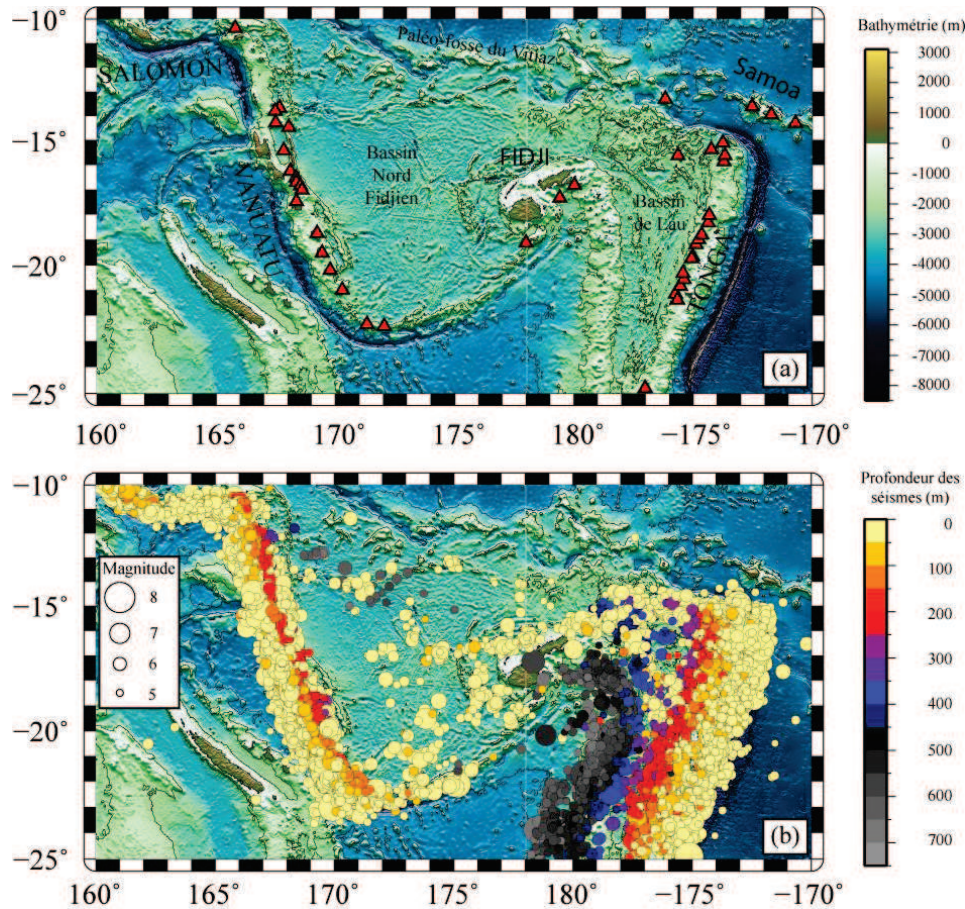


Figure I.4 : Carte bathymétrique du pacifique sud-ouest montrant (a) l'activité volcanique (b) l'activité sismique enregistrée dans la région. Les volcans sont représentés par des triangles rouges. Les séismes sont représentés (uniquement ceux d'une magnitude > 5) par des ronds de plus en plus gros en fonction leur magnitude, et par des couleurs différentes en fonction de la profondeur de l'hypocentre. La position des volcans provient du Global Volcanism Program de la Smithsonian Institution (<http://www.volcano.si.edu/index.cfm>). La position des séismes provient du catalogue National Earthquake Information Center de l'USGS qui les répertorie depuis 1973 (<http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqarchives/epic/>).

II. Géodynamique du Sud-Ouest Pacifique

L'histoire géodynamique de cette région est contrôlée depuis l'ère Secondaire par les subductions péri-pacifiques qui se sont successivement mises en place en bordure de la marge orientale du Gondwana et ont conduit en partie à sa fragmentation. L'ensemble des structures que l'on observe actuellement résulte ainsi de la dislocation progressive de cette marge depuis ~120 Ma (Fig. I.5)

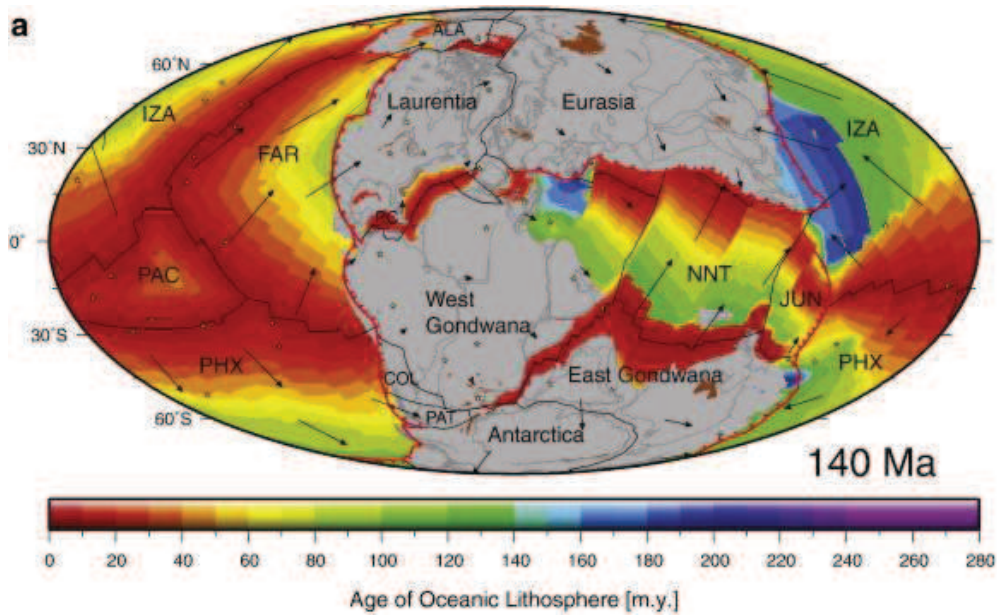


Figure I.5 : Reconstruction paléogéographique des plaques tectoniques à 140 Ma proposée par Seton et al. (2012). Les lignes rouges avec des triangles représentent les zones de subduction. Les lignes noires représentent les dorsales médio-océaniques et les failles transformantes. Les flèches indiquent les vecteurs de vitesse absolue des plaques.

Cette fragmentation a été contrôlée en partie par les processus d'ouverture de bassin en réponse au recul d'une fosse de subduction par retrait du panneau plongeant dans le manteau (Heuret et Lallemand, 2005) (Fig. I.6).

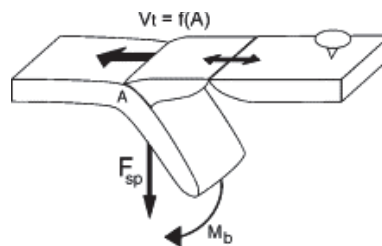


Figure I.6 : Schéma de la dynamique d'une zone de subduction avec recul de la fosse d'après Heuret et Lallemand (2005). V_t : mouvement absolu de la fosse ; A : âge du slab à la fosse ; F_{sp} et M_b : force de « slab pull » et moment fléchissant associé.

Selon les modèles numériques, le taux de migration de la fosse de subduction est contrôlé au premier ordre par la longueur en surface de la zone de subduction (Schellart et al., 2007). Celui-ci est inversement proportionnel à la largeur du panneau plongeant et dépend également de la proximité au bord latéral du panneau plongeant (Fig. I.7). Il en résulte que l'évolution de la géométrie des zones de subduction au cours du temps est dépendante de la largeur du panneau plongeant.

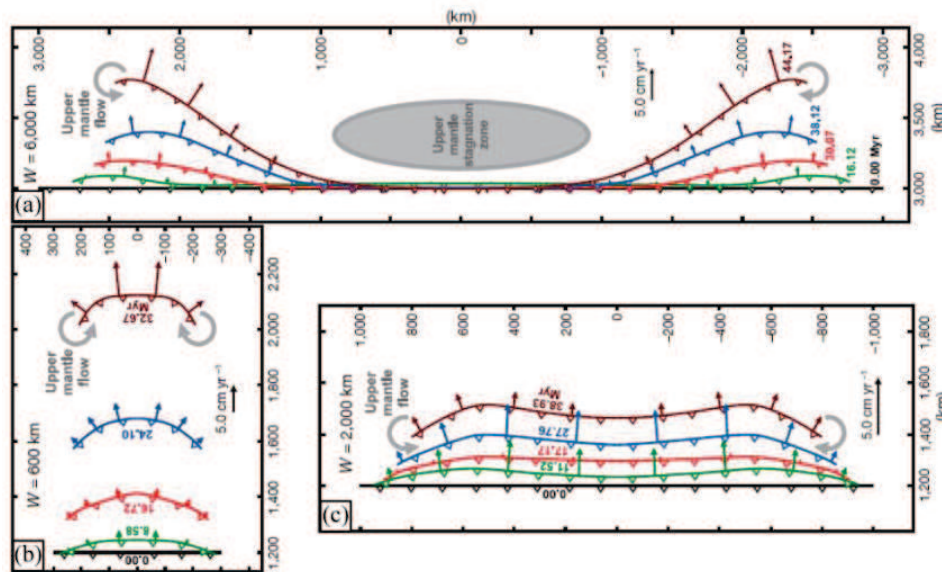


Figure I.7 : Schéma montrant le développement et l'évolution progressive en surface d'une zone de subduction d'après les modèles numériques réalisés par Schellart et al. (2007).

Le développement d'une zone de subduction peut être perturbé par l'arrivée au niveau de la fosse d'un relief sous-marin important. La collision d'un tel relief avec l'arc volcanique peut conduire à l'arrêt du fonctionnement de la zone de subduction par rupture du panneau plongeant, et génère alors une réorganisation des limites de plaques (Davies et Von Blanckenburg, 1995) (Figure I.8).

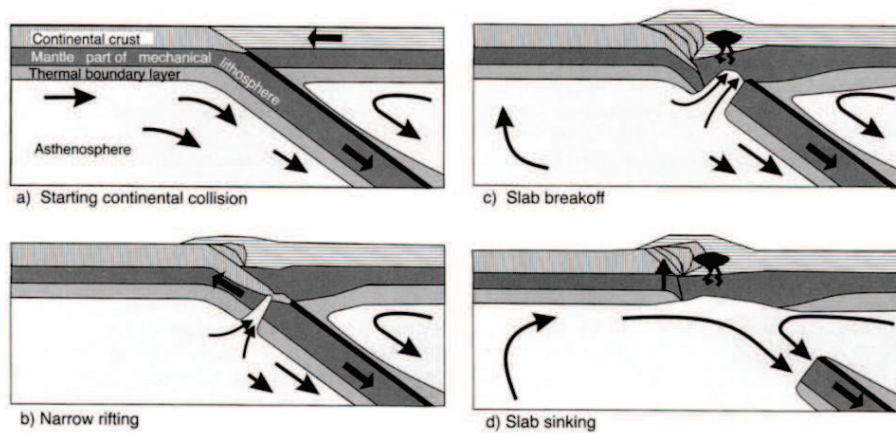


Figure I.8 : Modèle numérique montrant l'arrivée d'un relief en subduction et la rupture du panneau plongeant d'après Davies et von Blanckenburg (1995)

Les nombreuses subductions ayant affecté cette région ont ainsi produit une série d'arcs rémanents et de bassins dits « arrière-arcs » qui témoignent directement de la forte instabilité des frontières de plaques depuis le Mésosoïque. Divers modèles géodynamiques ont été élaborés afin d'essayer d'expliquer la formation des différentes structures observées dans le Pacifique Sud-Ouest, ainsi que leur évolution spatio-temporelle (Kroenke et Rodda, 1984 ; Cluzel et al., 2001 ; Hall, 2002 ;

Crawford et al., 2003 ; Sdrolias et al., 2003 ; Schellart et al., 2006 ; Whattam et al., 2008 ; Herzer et al., 2011). Cependant la faible quantité de données (géologiques et géophysiques), ainsi que la complexité de la zone, ont amené les différents auteurs à présenter des modèles qui divergent quelque peu dans le détail. Les paragraphes suivants constituent un résumé de ces travaux, et s'inspire des travaux de thèse de Julien Collot (2009).

II.1. De 120 à ~ 50 Ma

Les premiers modèles géodynamiques proposés pour la région du Pacifique Sud-Ouest font débuter son histoire au Mésozoïque, autour de 120 Ma. L'ensemble des modèles géodynamiques s'accordent sur l'existence d'une longue subduction à vergence ouest le long de laquelle la plaque Pacifique plongeait sous la bordure est du Gondwana. La fosse du Vitiaz localisée sur la bordure septentrionale du Bassin Nord Fidjien pourrait correspondre aux vestiges de cette paléo-subduction, tandis que le batholithe médian est interprété comme les traces fossiles du magmatisme d'arc actif à cette époque au niveau de la New England Fold Belt en Australie ((Collot et al., 2009) et références citées).

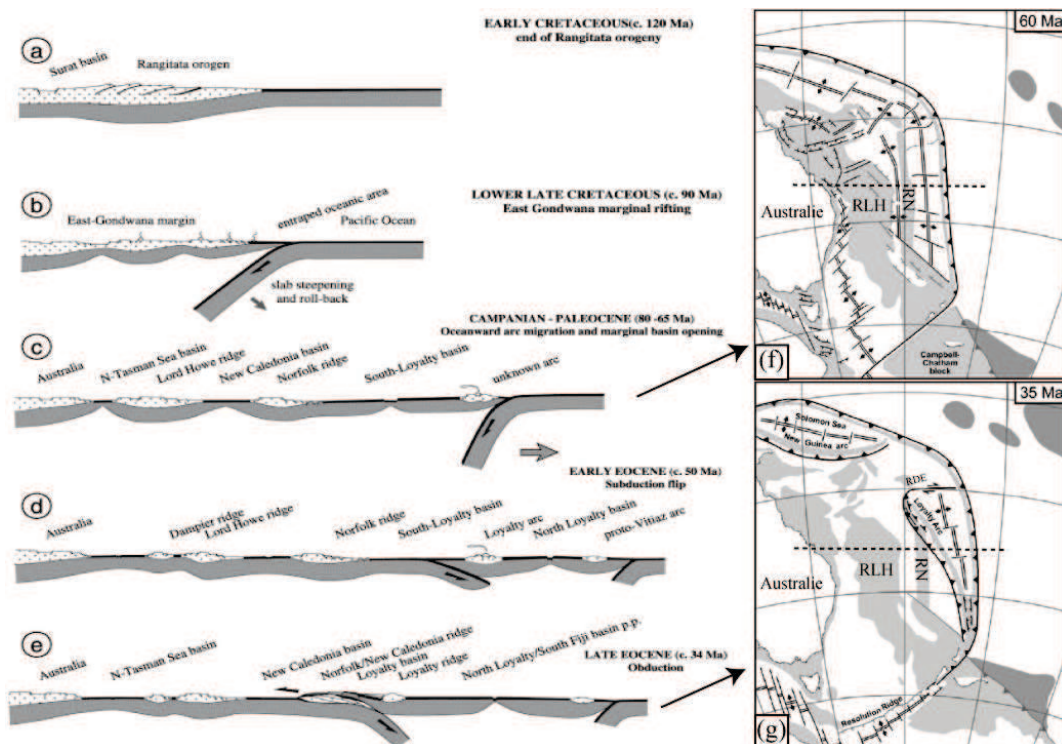


Figure I.9 : Coupe géologique (a, b, c, d, e ; (Cluzel et al., 2001)) et reconstructions paléogéographiques (f, g ; (Schellart et al., 2006)) montrant l'évolution géodynamique de la région du pacifique sud-ouest entre 120 et 34 Ma. La ligne en tiret (f et g) représente le trait de coupe. La ligne avec des triangles représente les zones de subductions. Les doubles traits représentent les axes d'accrétions océaniques. La croûte continentale/d'arc est représentée en gris clair. Les plateaux océaniques sont représentés en gris foncé.

Le recul rapide jusqu'à ~ 50 Ma, sur plus de 1000 km vers le nord-est, de la fosse de subduction mésozoïque, aurait permis le développement de nombreux bassins typiques de cette région (Mer de Tasmanie, bassin de Nouvelle Calédonie, bassin Sud Loyauté) et isolé quelques fragments de croûte continentale (ride de Lord Howe, ride de Norfolk) provenant du Gondwana (Fig. I.9).

II.2. De ~ 50 Ma à ~ 12 Ma

Au cours de cette évolution, les divers auteurs s'accordent sur (1) l'initiation d'une subduction à vergence est entre la ride de Norfolk et la subduction Gondwanienne entre 55 et 50 Ma en réponse à un grand changement de direction des plaques autour de 55 Ma (Müller et al., 2008) et (2) l'arrêt de son fonctionnement entre 40 et 34 Ma, conséquence de l'entrée en subduction/collision de la ride de Norfolk. Ce modèle permet d'expliquer d'une part la géologie cénozoïque de la Nouvelle Calédonie (ophiolites et métamorphisme de haute pression basse température), et d'autre part la nature des laves prélevées le long d'un paléo-arc éocène constitué des rides successives D'Entrecasteaux, des Loyauté et des Trois Rois. Le bassin Nord Loyauté s'est développé de façon concomitante dans le sillage de la migration vers l'ouest de la lithosphère plongeante australienne. Cependant les modèles divergent sur l'arrêt (Crawford et al., 2003 ; Sdrolas et al., 2003) ou non (Schellart et al., 2006 ; Whattam et al., 2008) de la subduction Gondwanienne pendant le fonctionnement de l'arc éocène des Loyauté. Néanmoins les datations récentes de l'arc du Vitiaz par Todd et al. (2012), témoignent d'une activité volcanique depuis au moins 44 Ma, liée au plongement vers l'ouest de la plaque pacifique. Les traces actuelles de la subduction du Vitiaz correspondent à la ride volcanique ancienne du Vanuatu (chaîne de l'Ouest), la plateforme des Fiji, les rides de Lau et de Colville, ainsi que la paléo-fosse du Vitiaz, située dans la continuité actuelle de la fosse des Tonga. La nouvelle phase de retrait de 650 km vers l'est de la fosse (Schellart et al., 2006) a permis l'ouverture du bassin sud fidjien au cours de l'Oligocène et du Miocène de 34 à 15 Ma (Mortimer et al., 2007 ; Herzer et al., 2011).

II.3. De ~ 12 Ma à l'actuel

L'arrivée en subduction du vaste plateau océanique de Ontong Java (1 500 000 km²) autour de 12-10 Ma au niveau des îles Salomon, marque l'arrêt du fonctionnement de la partie occidentale de l'arc du Vitiaz et conduit à l'initiation de la subduction à polarité inverse de la plaque australienne, plongeant alors vers le nord-est sous l'arc du Vanuatu (Fig. I.10).

Les études paléomagnétiques de la région (Falvey, 1978 ; Malahoff et al., 1982 ; Musgrave et Firth, 1999 ; Taylor et al., 2000) témoignent de la rotation horaire (~ 50°) de l'arc des Vanuatu autour du poinçon (11°S 165°E) créé par la collision du plateau de Ontong Java, et de la rotation antihoraire de la plateforme Fidjienne (~115°). Le bassin Nord Fidjien s'ouvre alors en éventail en arrière des subductions à vergences opposées du Vanuatu et des Fidji-Tonga, tandis qu'une fracture décrochante sénestre se développe, connectant alors les fosses des deux systèmes de subduction (Fig. I.10 et I.11).

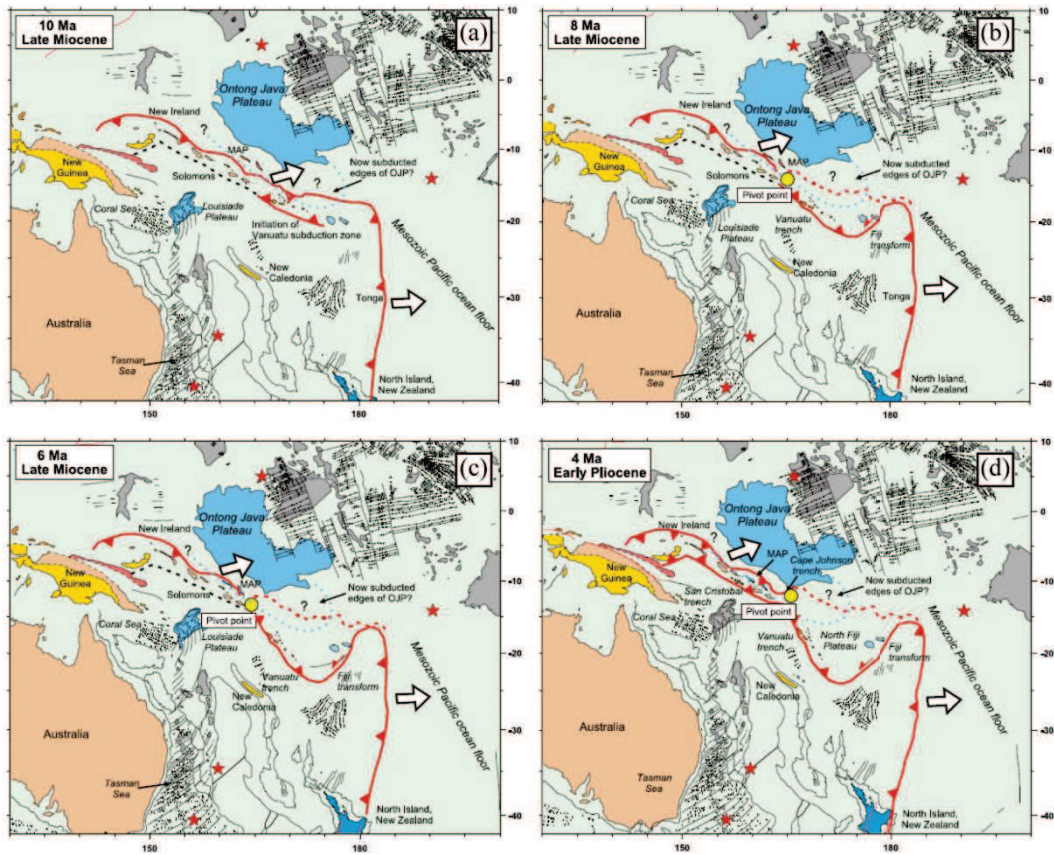


Figure I.10 : Reconstructions paléogéographiques de la région du pacifique sud-ouest entre 20 et 4 Ma (Mann et Taira, 2004), montrant la collision du plateau de Ontong Java avec l'arc des Salomon. Les flèches indiquent la direction générale de la plaque australienne.

Vers 7-6 Ma, la subduction de la plaque australienne s'est propagée à l'est sous les îles Salomon (San Cristobal) et la Nouvelle Bretagne, mettant alors en opposition les lithosphères plongeantes australienne et pacifique. La rotation horaire du Vanuatu se poursuit, et les premières traces de volcanisme sont enregistrées. A l'ouest, des mouvements extensifs est-ouest affectent l'arc du Vitiaz, et conduisent au rifting du bassin de Lau (5 Ma), qui se propage progressivement vers le sud jusqu'au fossé du Havre.

Vers 4 Ma, le bassin de Lau atteint son stade d'océanisation, séparant alors la ride de Lau de l'arc moderne des Tonga. Depuis cette époque, les centres d'accrétions et les relais transformants se multiplient et se réorganisent entre les deux systèmes de subduction, afin d'accommoder respectivement le retrait vers l'ouest et vers l'est des fosses du Vanuatu et des Tonga-Kermadec. L'histoire géodynamique récente (< 4 Ma) est marquée également par l'entrée en subduction/collision de nombreuses rides et plateaux venant modifier localement la dynamique et la cinématique des systèmes de subduction : la ride de Louisville subducte au niveau de la fosse des Tonga-Kermadec et marque la séparation des deux arcs, le plateau Nord Torrès, la ride D'Entrecasteaux et la ride des Loyauté subduisent au niveau de la fosse du Vanuatu.

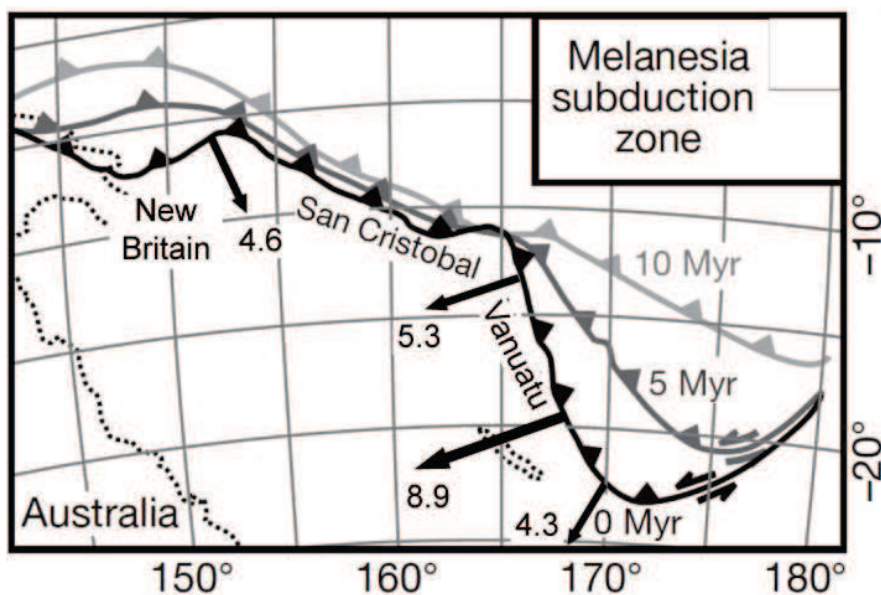


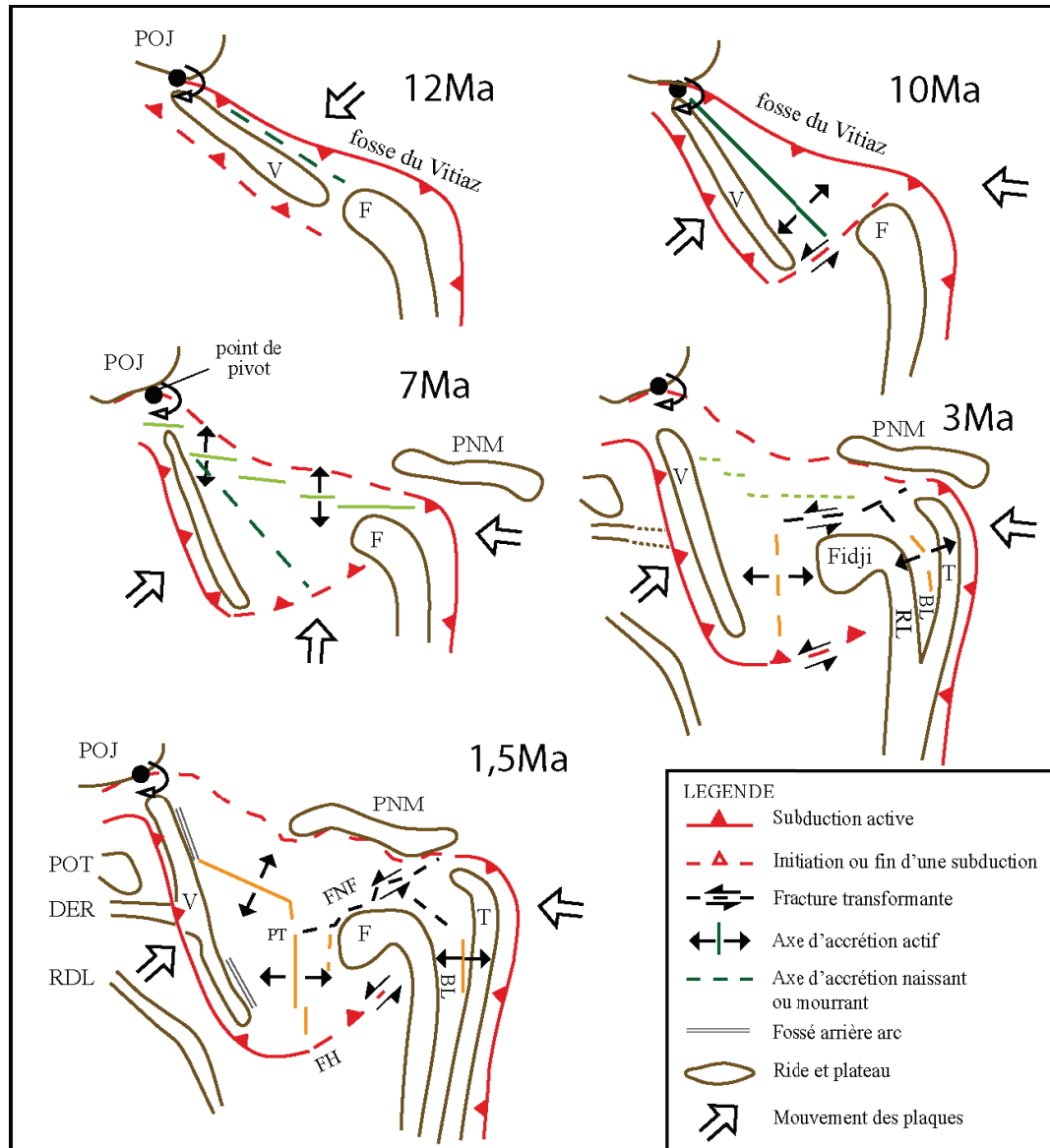
Figure I.11 : Carte montrant l'évolution de la subduction mélanésienne (Nouvelle Bretagne, Salomon, Vanuatu) depuis 10 Ma (Schellart et al., 2007). Les flèches représentent le vecteur de vitesse de migration de la fosse de subduction. Les vitesses sont indiquées en cm/a.

II.4. Cas de l'ouverture du bassin Nord Fidjien (~ 12 Ma – actuel)

La reconstruction géodynamique du bassin Nord Fidjien a fait l'objet de nombreux travaux (Auzende et al., 1988 ; Pelletier, 1999 ; Ruellan et Lagabrielle, 2005). L'historique développé ci-dessous est une synthèse de ces travaux. Les nombreux axes d'accrétions du bassin Nord Fidjien seront décrits plus tardivement dans la partie III.4.

Le développement du bassin Nord Fidjien s'effectue probablement en réponse à la migration de l'arc du Vanuatu vers le S-O (Fig. I.12). Celle-ci se déroule en plusieurs étapes majeures d'ouverture depuis ~ 12 Ma : la première phase se développe entre 12 et 7 Ma selon une direction NE-SO, et crée un domaine visible actuellement dans les parties ouest et extrême nord du bassin. La seconde phase d'ouverture entre 7 et 3 Ma est orientée N-S et induit un mouvement convergent au niveau de la terminaison sud de l'archipel du Vanuatu. Les axes d'accrétions se positionnent de l'extrémité N-O du bassin jusqu'au nord de la plateforme fidjienne (F). Les axes d'accrétions encore actifs au nord du bassin, semblent s'être mis en place à cette époque, mais ceci reste débattu. Enfin le dernier stade d'ouverture depuis 3 Ma se caractérise par une direction E-O au niveau de la partie centrale et sud du bassin et suit de peu l'ouverture également E-O du bassin de Lau. Cette nouvelle phase signe l'arrêt de la rotation de la plateforme fidjienne, et serait probablement responsable de la structuration des fossés arrière-arc du Vanuatu. La zone de fracture de Hunter (FH) se développe de l'extrémité sud de l'arc du Vanuatu jusqu'au sud de la plateforme fidjienne afin d'accommoder cette nouvelle direction de l'ouverture par une zone décrochante senestre. De la même façon, la proto-zone de fracture Nord Fidjiennes, se développe en décrochement au nord, établissant le relai entre le bassin

Nord Fidjien (BNF) et le bassin de Lau (BL), probablement en réponse à l'arrêt de la subduction le long de la terminaison orientale de la fosse du Vitiaz, suite à la collision du plateau Nord Mélanésien (PNM). Une dernière réorganisation des axes d'accrétion s'effectue entre 1,5 et 1 Ma et perdure jusqu'à aujourd'hui.



II.5. Apport de la tomographie

La tomographie sismique permet de révéler le plongement des lithosphères subductées (denses et froides) dans le manteau. Ainsi les images tomographiques de la région du Pacifique Sud-Ouest imagent le plongement des lithosphères australienne et pacifique respectivement sous les arcs des Vanuatu et des Tonga (Fig. I.13). Elles sont bien en rapport avec la localisation des hypocentres des séismes enregistrés dans la région.

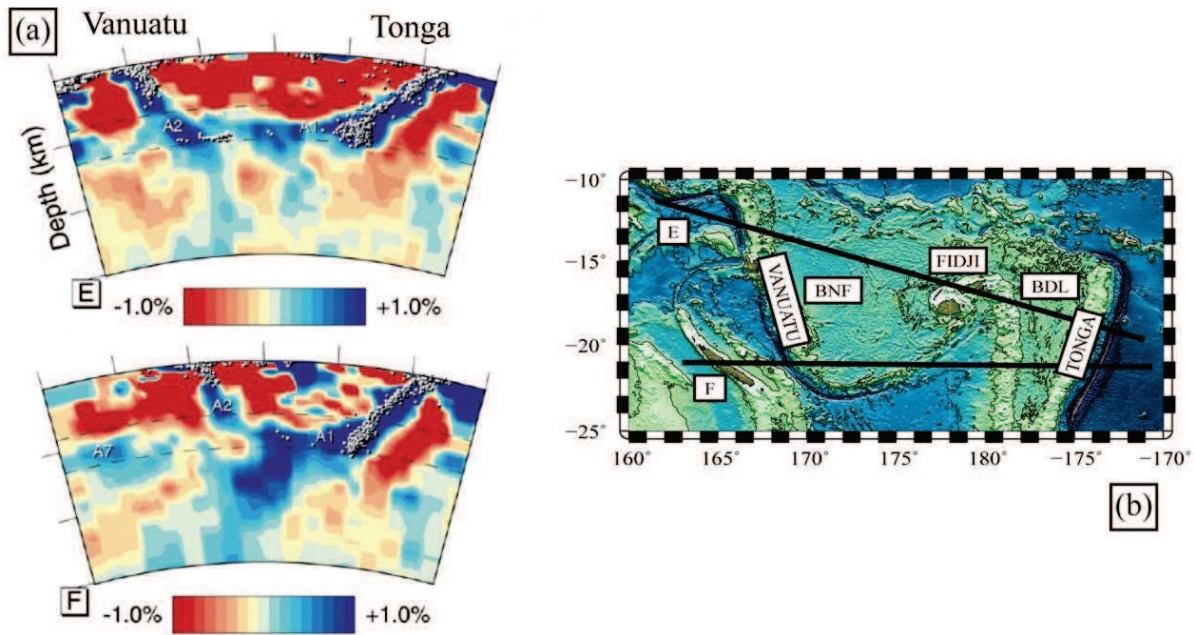


Figure I.13 : (a) Profils tomographiques (E et F) de la région du pacifique sud-ouest montrant le plongement des lithosphères pacifique (Tonga) et australienne (Vanuatu), d'après Hall et Spakman (2002). (b) Carte de localisation des profils.

Le panneau plongeant australien sous le Vanuatu est bien identifié jusqu'à ~ 300 km de profondeur, mais l'image tomographique est fragmentée à plus grande profondeur et pose le problème de sa continuité (Hall et Spakman, 2002). La lithosphère pacifique subductée sous l'archipel des Tonga est bien imagée sur plus de 2000 km (van der Hilst et al., 1997 ; Hall et Spakman, 2002). Elle plonge avec un angle de 50° , semble s'épaissir à partir de 410 km de profondeur jusqu'à la zone de transition manteau supérieur - manteau inférieur située à 660 km où elle devient quasiment horizontale, avant de replonger dans le manteau inférieur. Selon les modèles, plusieurs interprétations ont été élaborées pour expliquer cette forme de l'anomalie de vitesse entre 400 et 660 km de profondeur (Fig. I.14). L'épaississement de l'anomalie pourrait être ou bien l'expression d'un aplatissement de la lithosphère pacifique au niveau de la discontinuité mantellique de 660 km, puis du repli de celle-ci au franchissement de la limite (modèle « slab draping and folding », (Schellart, 2011)), ou bien alors, la signature d'un morceau de lithosphère détachée provenant de la subduction du

Vanuatu ou du Vitiaz qui serait entré en collision avec la lithosphère pacifique (Chen et Brudzinski, 2003 ; Richards et al., 2011).

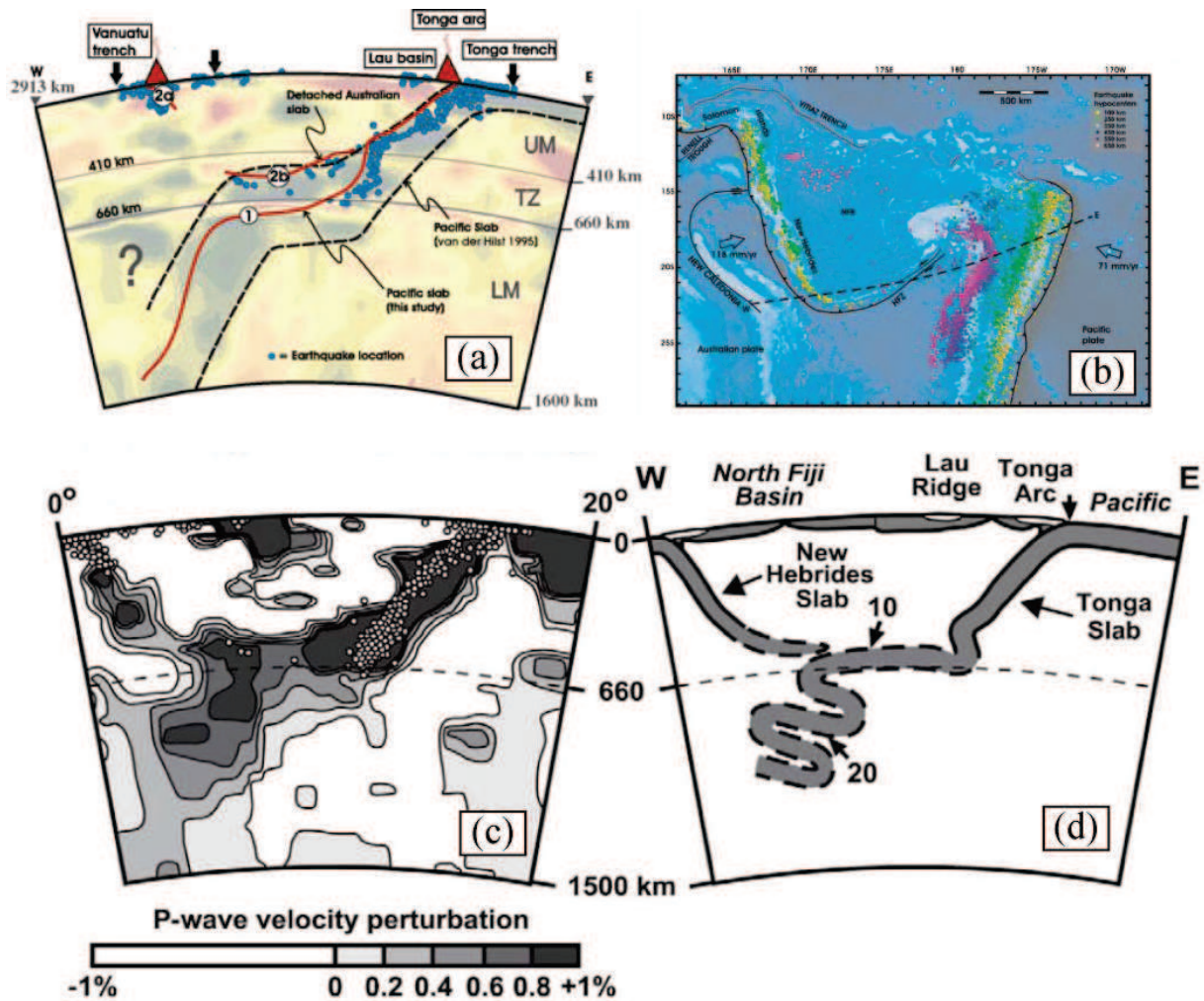


Figure I.14 : Différentes interprétations des modèles tomographiques de la région du pacifique sud-ouest. (a) Carte de localisation du profil. (b) Profil tomographique et interprétation des zones lithosphériques (collision des panneaux plongeants) par Richards et al. (2011). (c) et (d) Profil tomographique et interprétation des zones lithosphériques (« slab draping and folding ») par Schellart et al. (2011).

Plusieurs modèles géodynamiques ont été proposés pour expliquer l'origine de la réorganisation des limites de plaques depuis 12 Ma et la configuration actuelle observée en surface et en profondeur.

Pysklywek et al. (2003) observent une anomalie de vitesse positive dans le manteau profond (1500 km) qu'ils interprètent comment un panneau de lithosphère détaché provenant de la subduction du Vitiaz (Fig. I.15 et I.16).

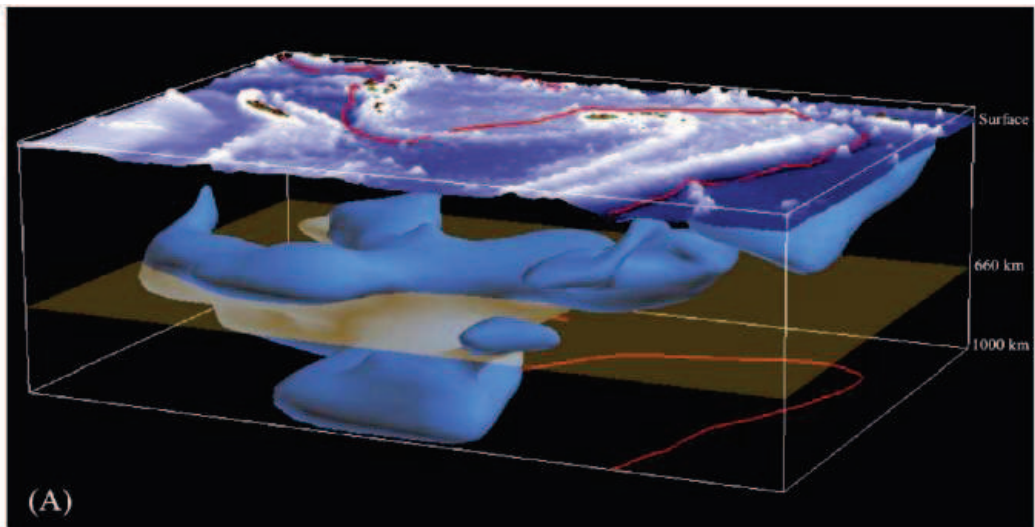


Figure I.15 : Image 3D de l'anomalie de vitesse des ondes sismiques montrant les panneaux de lithosphère dans le manteau profond au niveau de la région du pacifique sud-ouest (Pysklywec et al., 2003).

Sur la base d'un modèle numérique 2D croûte-manteau simulant l'évolution de cette région, ces auteurs suggèrent que l'effondrement d'un tel panneau lithosphérique dans le manteau inférieur aurait fourni la force motrice nécessaire à l'ouverture du bassin Nord Fidjien. Ce modèle numérique permet également d'expliquer l'inversion de la polarité de la subduction, la migration rapide de l'arc du Vanuatu, et la géométrie actuelle des panneaux lithosphériques dans le manteau.

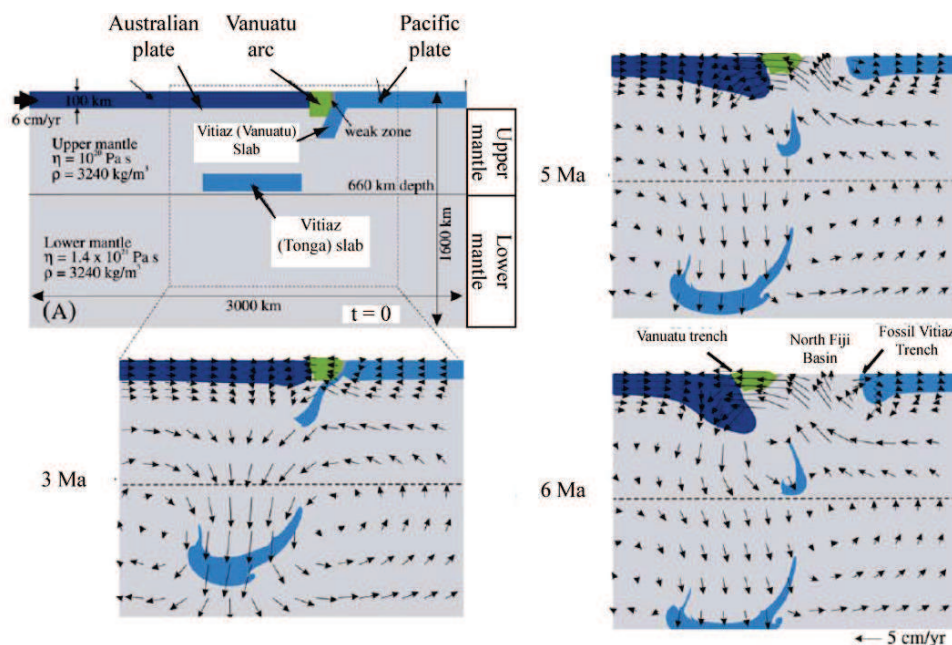


Figure I.16 : Modèle numérique 2D lithosphère-manteau simulant l'évolution des zones des subductions du Vitiaz et du Vanuatu (Pysklywec et al., 2003).

Plus récemment, Richards et al. (2011) proposent un modèle de développement des subductions modernes, afin d'expliquer la configuration actuelle des plaques, ainsi que les panneaux lithosphériques stagnants au niveau de la zone de transition (410-660 km) (Fig. I.17). La subduction du Vanuatu s'initie autour de 12 Ma en arrière de la subduction du Vitiaz. La plaque Australienne est consommée progressivement le long de la fosse du Vanuatu, qui migre vers l'ouest en pivotant autour du point charnière créé par la collision du plateau d'Ontong Java. Vers 5 Ma le panneau plongeant se brise, et les morceaux détachés continuent leur descente dans le manteau. Vers 4 Ma le morceau détaché le plus à l'est entre en collision avec la lithosphère plongeante pacifique et pourrait être à l'origine de l'ouverture du bassin de Lau, dont le développement s'initie de façon concomitante.

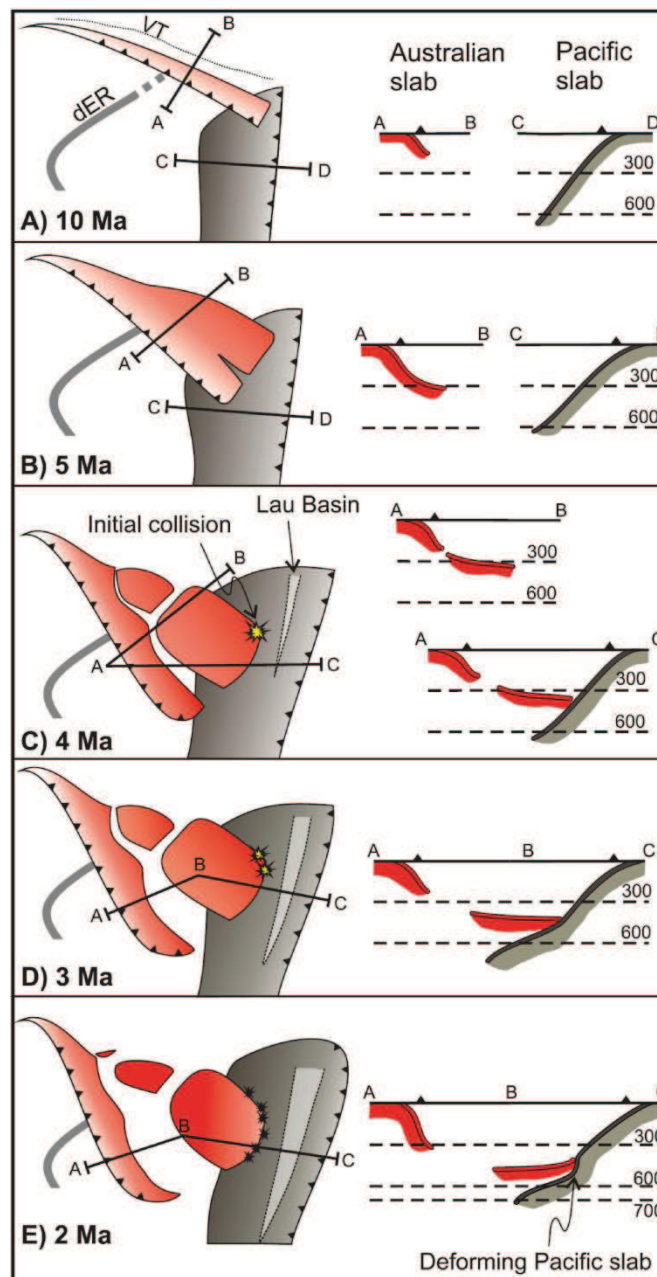


Figure I.17 : Reconstruction simplifiée des plaques tectoniques montrant l'évolution des systèmes de subduction du Vanuatu et des Tonga (en plan et en coupe) depuis 10 Ma (Richards et al., 2011).

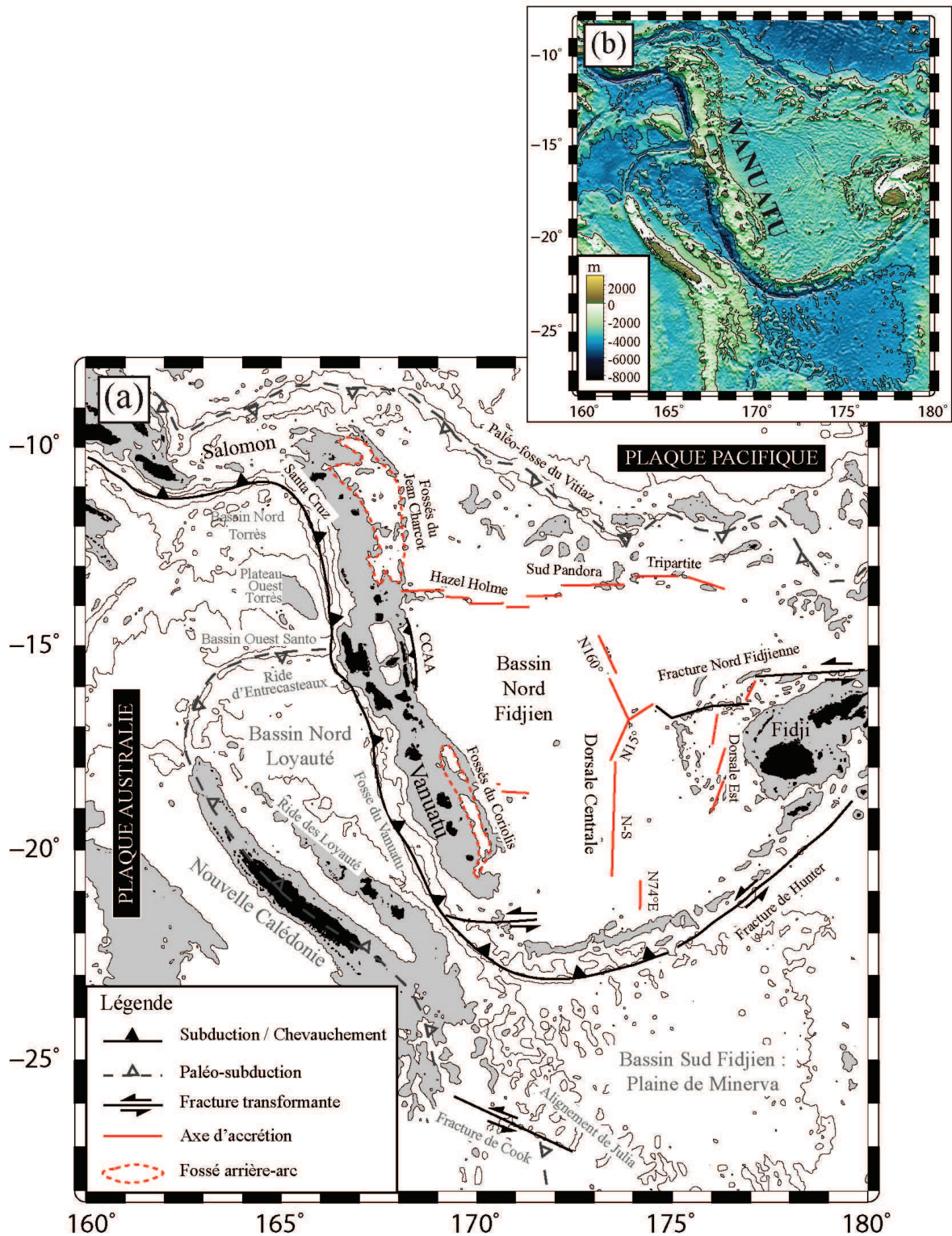


Figure I.18 : (a) Carte tectonique simplifiée présentant les différentes structures de la plaque subductante. Les structures tectoniques proviennent des travaux de Pelletier et al. (1998) et de Cluzel et al. (2001). Les îles sont représentées en noires. Les zones situées entre 0 et 2000 m de profondeur, sont représentées en gris. (b) Carte bathymétrique associée. Les données bathymétriques proviennent de la NOAA.

III. Présentation des structures géologiques majeures de la plaque subductante

III.1. La zone avant-arc

Les données disponibles de la zone avant-arc du Vanuatu sont principalement situées au niveau de la zone de collision de la ride D'Entrecasteaux où 3 forages ODP ont été réalisés au cours du leg 134, tandis qu'une plongée nautilaire a été effectuée sur le mur interne de la fosse de la partie sud de l'arc, au niveau zone de collision de la ride des Loyauté, et a permis d'échantillonner des basaltes calco-alcalins (Monzier, 1993).

La zone avant-arc du Vanuatu se caractérise par l'absence de prismes d'accrétion, excepté en face de la collision de la ride D'Entrecasteaux (Greene et al., 1994) (Fig. I.19). Ce prisme (~ 60 x 35 km) a été mis en évidence par les deux forages ODP (827 et 829) et par des profils de sismique réflexion (Fisher et al., 1991).

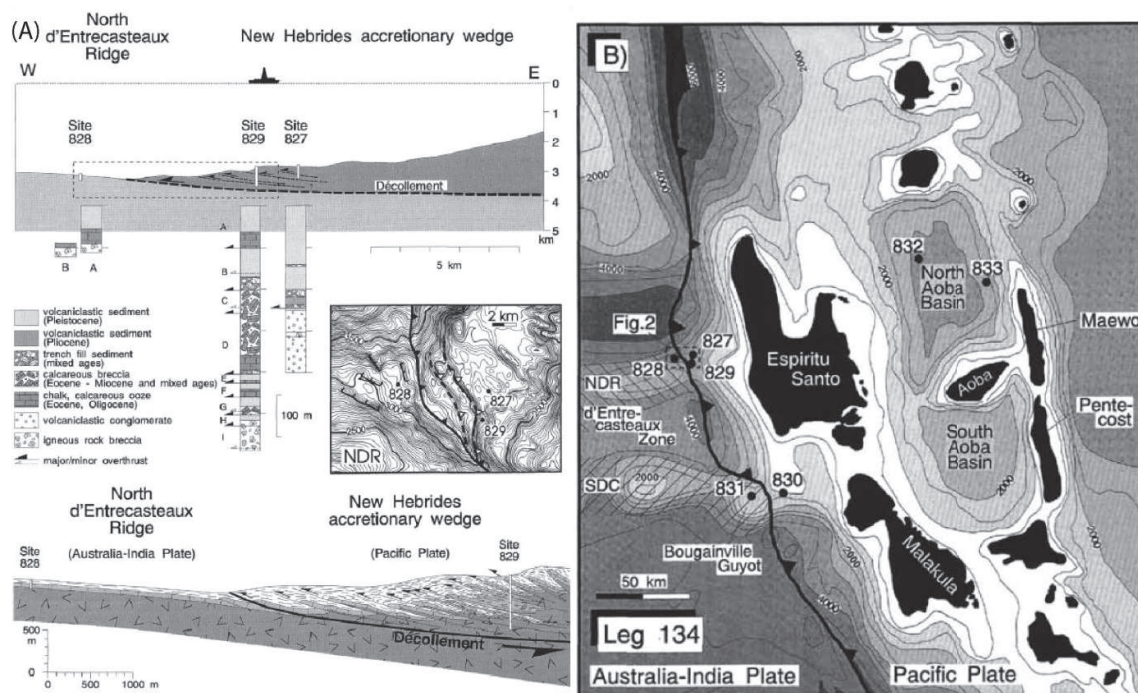


Figure I.19 : (A) Coupe du prisme d'accrétion situé dans la zone de collision de la ride D'Entrecasteaux (B) Carte de localisation (Meschede et Pelletier, 1994). NDR et SDC pour North D'Entrecasteaux Ridge et South D'Entrecasteaux Chain.

L'étude des carottes prélevées a permis de mettre en évidence des nappes de charriage dans le prisme d'accrétion, selon 9 chevauchements majeurs (Meschede et Pelletier, 1994). Les données de géophysique marine montrent d'autre part que les roches accrétées accommodent le mouvement latéral de la ride nord D'Entrecasteaux en passant du nord au sud par plusieurs stades de déformation (Collot

et Fisher, 1991) (Fig. I.20). Les roches accrétées de ce prisme proviendraient en partie de la ride Nord D'Entrecasteaux (Coltorti et al., 1994a ; Coltorti et al., 1994b), tandis que l'étude de la carotte provenant du forage ODP 830 révèle la présence de roches volcanoclastiques provenant probablement des îles adjacentes de Santo et Malékula.

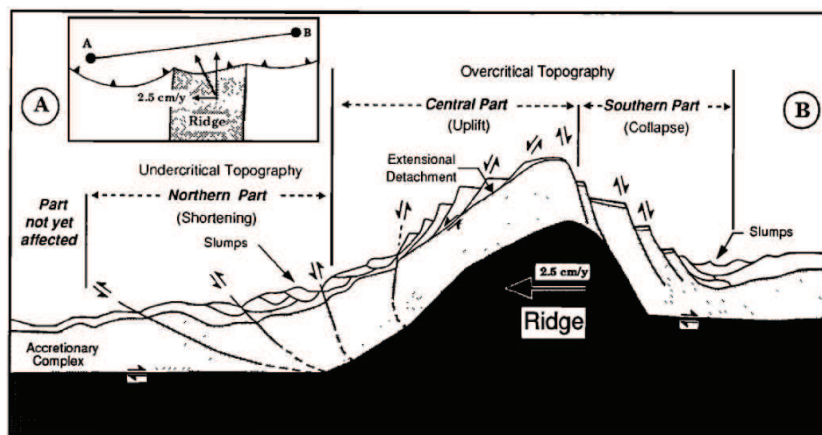


Figure I.20 : Coupe géologique transversale de la zone de collision montrant la déformation des roches accrétées du prisme d'accrétion en réponse à la migration vers le nord de la ride nord D'Entrecasteaux (Collot et Fisher, 1991).

III.2. L'arc du Vanuatu

L'archipel du Vanuatu est une chaîne volcanique active longue de plus de 1200 km, depuis l'île de Vot Tande au nord jusqu'aux îles françaises de Matthew et Hunter, issue de la subduction à vergence est de la plaque australienne sous le bassin Nord Fidjien (Fig. I.21). La plateforme de l'arc du Vanuatu a une morphologie sinueuse et complexe qui consiste en une série de bassins sédimentaires intra-arc (bassin Torrès Santa-Cruz, bassins Nord et Sud Aoba) et de rides volcaniques, incluant les îles et des monts sous-marins. Cet archipel compte ~ 80 îles et îlots formant trois chaînes volcaniques parallèles d'âges distincts, les deux plus anciennes étant exclusivement visibles à la faveur des collisions de la ride D'Entrecasteaux et du plateau Ouest Torrès dans la partie centrale de l'arc. Ces différentes chaînes volcaniques ont été décrites en détail dans les travaux de Mitchell et Warden, (1971) et de MacFarlane et al., (1988) : la chaîne de l'ouest, la plus ancienne de l'archipel, est formée de roches calco-alkalines d'âges oligocène à miocène moyen (25-14 Ma). Elle correspond aux vestiges d'un ancien arc volcanique, celui du Vitiaz (Vanuatu-Fidji-Ride de Lau), dont la polarité était inversée par rapport à l'actuel. La chaîne de l'est est formée de roches tholéitiques d'arc d'âge miocène moyen à pliocène inférieur (7 – 4 Ma) et comprend les deux îles allongées N-S de Maewo et de Pentecôte. Elle correspond au volcanisme d'un stade précoce de la subduction actuelle de la plaque australienne.

La chaîne centrale correspond à l'arc actif qui a commencé à se former il y a 5,8 Ma et dont l'activité volcanique perdure depuis, comme en témoignent les nombreux volcans qui jalonnent la zone de subduction.

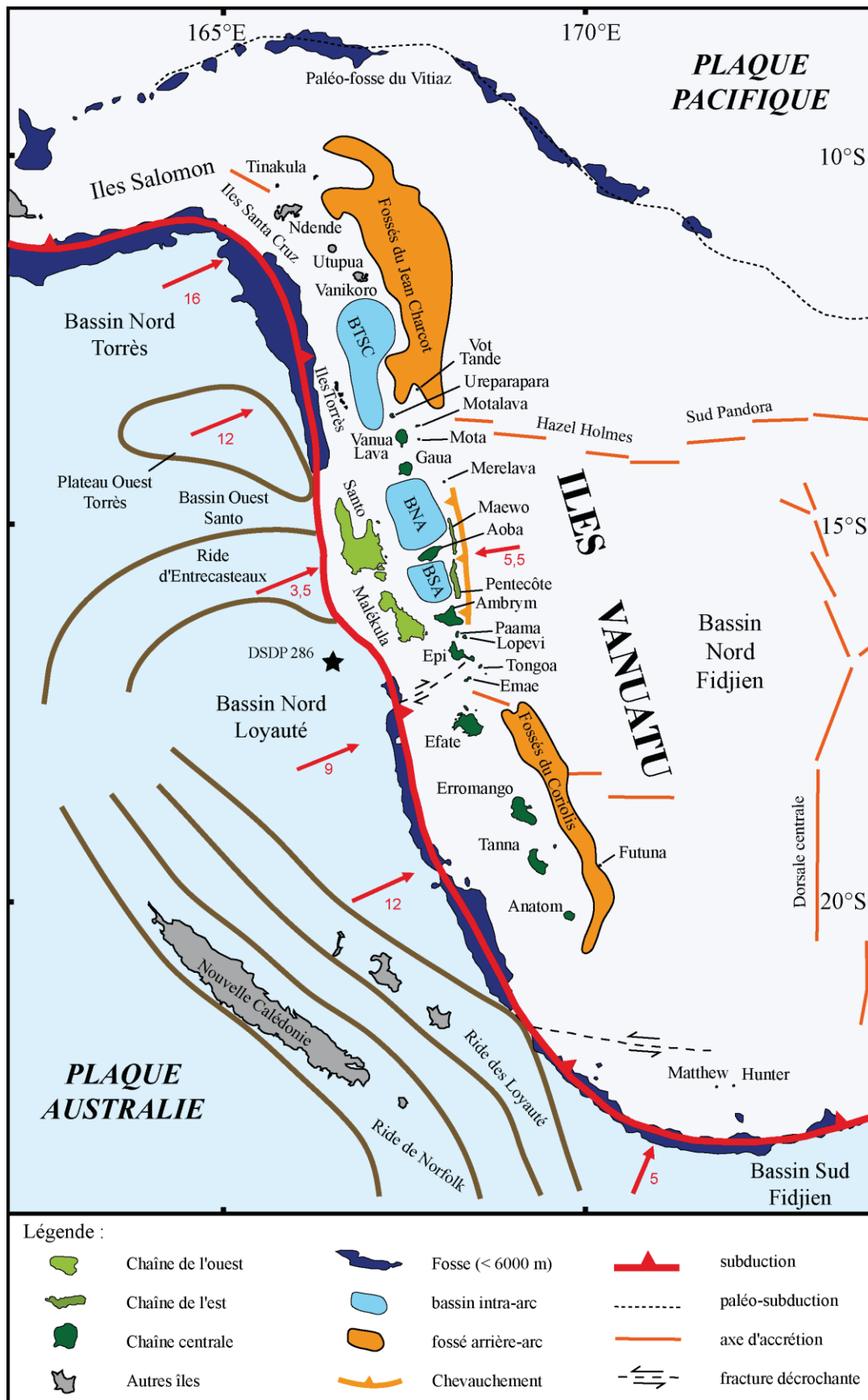


Figure I.21 : Carte du Vanuatu présentant les principales structures tectoniques, inspirée de Pelletier et al. (1998) et de Calmant et al. (2003). Les vitesses de convergence de la plaque australienne sont exprimées en cm/a.

III.2.1. La chaîne de l'ouest (25-14 Ma)

La chaîne de l'ouest se situe dans la zone avant-arc de la subduction actuelle. Elle comprend les îles de Malékula (Mallicolo), de Santo (Espiritu Santo) ainsi que le groupement de petites îles au Nord : les îles Torrès (Fig. I.21 et I.22). L'épaisseur de la croûte sous ces îles a été estimée par gravimétrie entre 24 et 26 km (Malahoff, 1970).

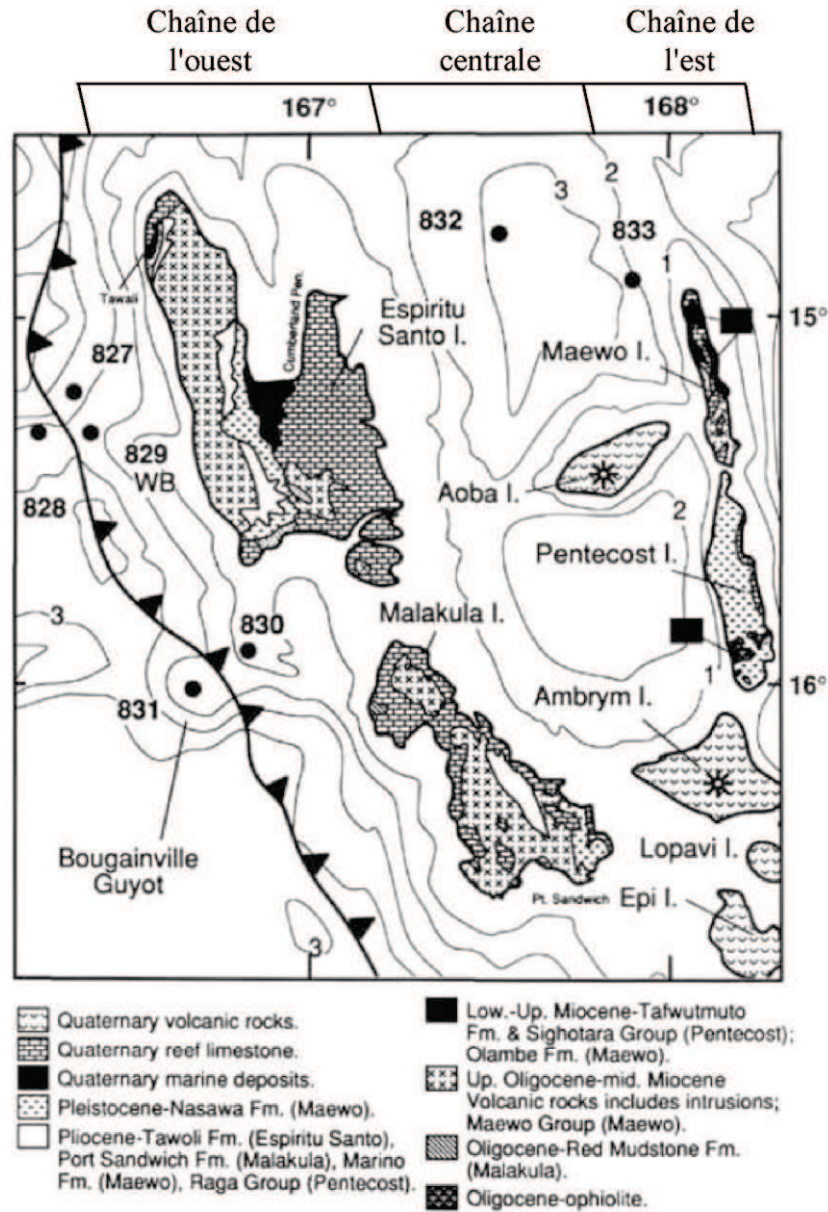


Figure I.22 : Carte géologique des îles appartenant aux chaînes de l'ouest et de l'est (Greene et al., 1994).

La chaîne de l'ouest se caractérise par une succession de dépôt volcaniques, d'intrusions plutoniques et de dépôt sédimentaires océaniques (Fig. I.23). Les plus vieilles roches connues de cette chaîne correspondent à des sédiments pélagiques oligocènes exposés au N-O de Malékula. Une épaisse séquence de roches volcaniques calco-alkalines et de roches sédimentaires (de 1000 à 4000 m) est enregistrée de l'Oligocène supérieur au Miocène inférieur sur les îles de Santo et de Malakula sous

forme de coulées de laves et de brèches volcaniques intercalées dans des sédiments calcaires. Cette séquence est recoupée par des intrusions dioritiques datées entre 25 ± 3 Ma (Mitchell et Warden, 1971 ; MacFarlane et al., 1988). Une deuxième séquence (entre 1500 et 3000 m d'épaisseur), composée de roches volcanoclastiques mais aussi de sédiments calcaires divers, se met en place en discordance du Miocène inférieur au Miocène moyen. Un dyke recoupant ces formations a été daté par la méthode K-Ar à 14 Ma (MacFarlane et al., 1988). Depuis le Miocène moyen, seuls des dépôts sédimentaires discordants pélagiques à hémipélagiques, viennent recouvrir ces îles lors d'une transgression au cours du Pliocène. Enfin, un soulèvement de ces îles en réponse à la collision/subduction de la ride D'Entrecasteaux, a permis leur émergence au cours du Quaternaire. Des calcaires récifaux quaternaires constituent les dépôts sommitaux les plus récents. Le taux de soulèvement actuel de ces îles est estimé à ~ 3 mm/a à partir de l'étude de ces récifs coralliens perchés (Cabioch et al., 2003).

III.2.2. La chaîne de l'est (7-3 Ma)

La chaîne de l'est se situe entre la chaîne centrale et la partie occidentale du bassin Nord Fidjien (Fig. I.21 et I.22). Cette chaîne est composée des îles de Pentecôte et de Maewo qui constituent la partie émergée d'un horst de 4 à 11 km de large pour 120 km de long. L'épaisseur de la croûte y a été mesurée par gravimétrie et sismique réfraction, et estimée à ~ 20 km (Malahoff, 1970 ; Collot et Fisher, 1988 ; Pontoise et al., 1994). La lithologie de ces îles se caractérise par une épaisse séquence d'ophiolites basales anciennes, de conglomérats et de turbidites du Miocène inférieur intrudés de filons gabbroïques (datés par K-Ar à ~ 13 Ma (Mallick et Neef, 1974)), d'une séquence d'environ 800 m d'épaisseur de coulées de laves et de roches volcanoclastiques mio-pliocène datées entre 6 et 3 Ma. (Gorton, 1974 ; Mallick et Neef, 1974), recouvertes de calcaires coralliens (Fig. I.23).

Les ophiolites de l'île de Pentecôte sont composées de roches ultrabasiques (péridotites serpentinisées, amphibolites) et de metabasites en coussin et pourraient correspondre aux vestiges des fonds océaniques oligocènes sur lesquels l'île s'est formée (MacFarlane et al., 1988).

Du Pliocène supérieur jusqu'à l'actuel, ces îles se sont soulevées tectoniquement, provoquant le basculement des formations antérieures de $\sim 20^\circ$ vers l'ouest. Depuis cette période, des calcaires récifaux massifs se sont mis en place, formant des terrasses successives sur deux îles au cours de leur soulèvement récent selon un taux compris entre 2,7 et 3,2 mm/a (MacFarlane et al., 1988).

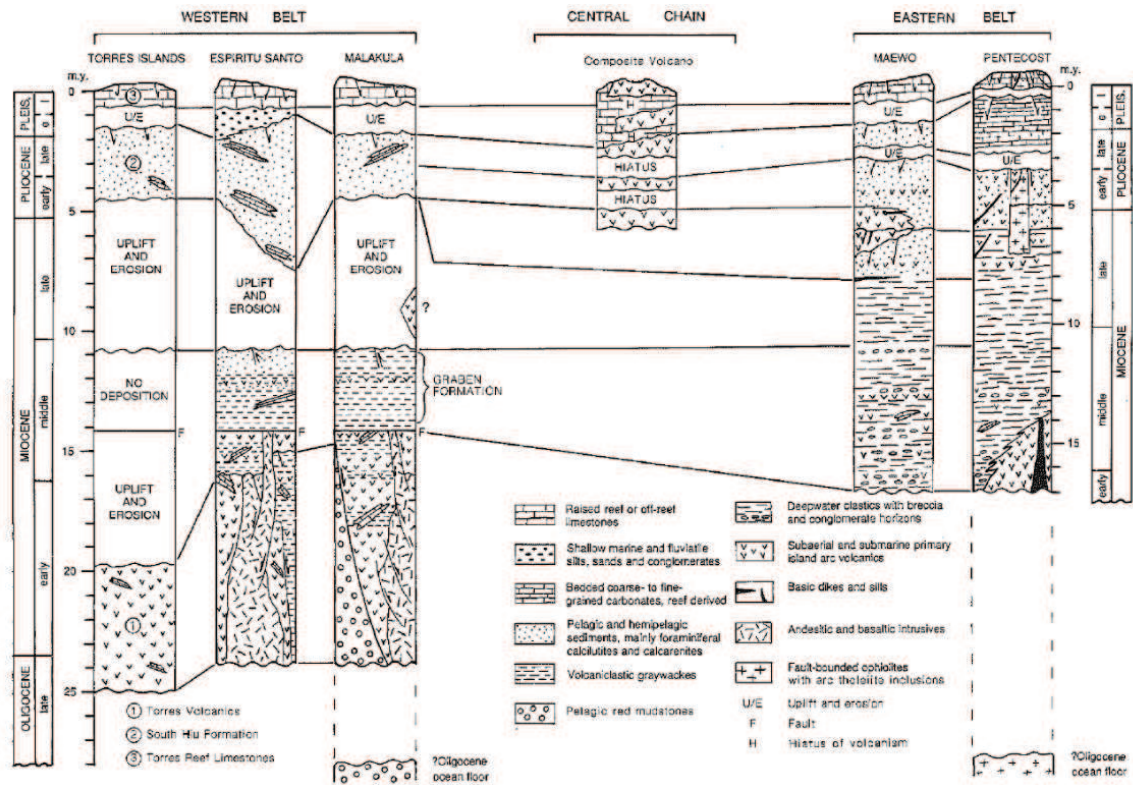


Figure I.23 : Log stratigraphique des chaînes de l'ouest, centrale et de l'est (MacFarlane et al., 1988).

III.2.3. La chaîne centrale (5,8 Ma - actuel)

La chaîne Centrale est une ligne volcanique de 75 km de large au maximum, située à 130-150 km de la fosse de subduction et se terminant dans sa partie septentrionale, après une virgation vers l'est, par un alignement de volcans sous-marins localisés à moins de 80 km de la fosse (Fig. I.21). Les îles volcaniques de Vot Tande, Merelava et Futuna sont positionnées en arrière de l'arc, mais sont contemporaines de l'activité de celui-ci. La chaîne centrale est le siège d'un volcanisme important (Fig. I.24) qui se manifeste notamment par une activité fumerollienne sur l'île de Vanua Lava, des explosions avec des projections de cendres au Mont Garet sur l'île de Gaua, des explosions phréatomagmatiques au lac Vouï sur l'île de Aoba, des lacs de laves permanents au niveau du Marum et du Benbow à Ambrym, des explosions sub-pliniennes et des coulées de laves au Lopevi, du dégazage au niveau de la caldera sous-marine de Kuwae, des explosions sous-marines à Erromango, des explosions stromboliennes au Yasur sur l'île de Tanna, et des activités fumerolliennes au niveau des pitons de Matthew et de Hunter. Les données magnétiques de Malahoff, (1970) témoignent de nombreuses chambres magmatiques superficielles entre 4 et 1,5 km de profondeur sous les volcans actifs. Les données gravimétriques du même auteur ainsi que les données de sismique réfraction de Pontoise et al. (1982) suggèrent que les volcans de la chaîne centrale sont installés sur une croûte ignée épaissie de 19 à 25 km, et qui s'amincie d'ouest en est.

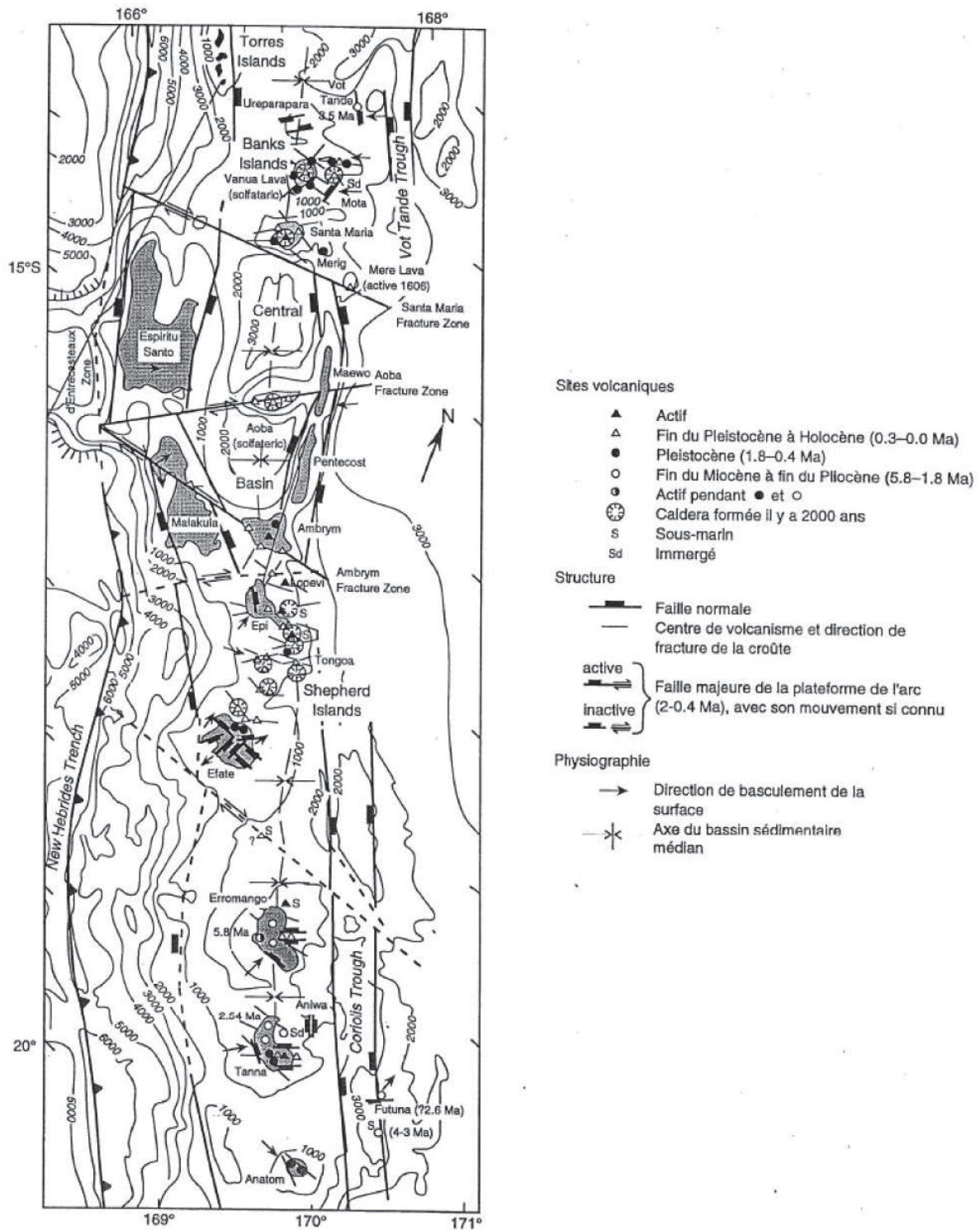


Figure I.24 : Carte tectonique du Vanuatu (MacFarlane et al., 1988).

Cet archipel est constitué de volcans principalement basaltiques dont un certain nombre présentent une caldera centrale de taille moyenne, entre 5 à 12 km de diamètre (Fig. I.24). Ces caldeiras sont identifiées tout au long de l'archipel, sur les îles de Gaua, Aoba, Ambrym, et Tanna, mais également au sommet de volcans sous-marins à Kuwae (entre Epi et Tongoa), au Nord d'Epi, au Nord d'Efate. L'origine de ces caldeiras est généralement reliée à des éruptions paroxysmales (Robin et al.,

1993 ; Robin et al., 1994 ; Robin et al., 1995 ; Witter et Self, 2007) ou à des effondrements lents de type hawaïen (McCall et al., 1970 ; Nemeth et al., 2009). Les compositions des roches volcaniques d'arc s'étendent des basaltes aux rhyolites, des tholéiites pauvres en potassium jusqu'aux shoshonites (MacFarlane et al., 1988).

III.2.4. Segmentation de la marge

L'archipel du Vanuatu peut être divisé en quatre segments distincts en termes de morphologie de la marge. La segmentation de la marge du Vanuatu décrite précédemment est intimement liée à la structure en ride et bassin de la plaque australienne subductée. Cette segmentation s'exprime également au niveau de la chimie des laves produites, cependant les bornes entre les segments sont plus diffuses (Monzier et al., 1997). La description des segments ci-dessous sera uniquement faite en termes de morphologie.

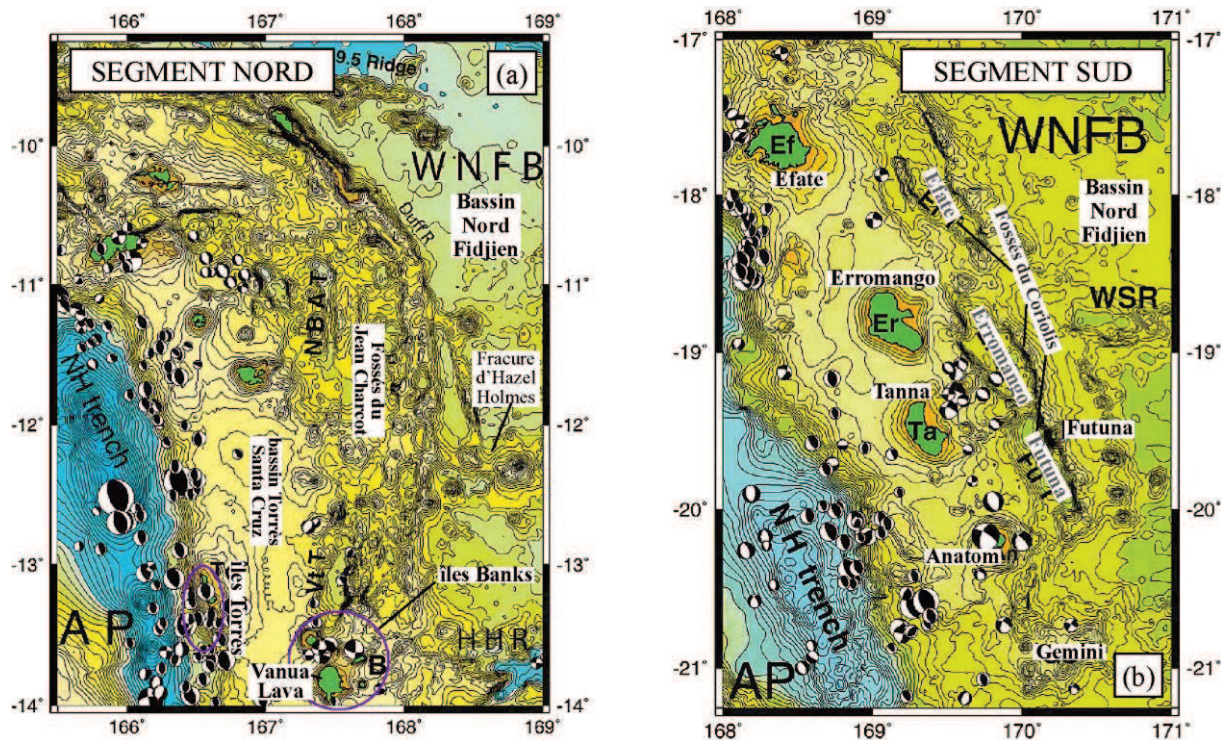


Figure I.25 : Carte bathymétrique du segment nord (a) et du segment sud (b) de la chaîne centrale (Calmant et al., 2003). Les mécanismes aux foyers sont montrés pour les séismes inférieurs à 50 km de profondeur.

Le **segment nord**, se situe de 12°S à 14°S en face d'une fosse profonde (> 6000 m), et jouxte les fossés du Jean Charcot (Fig. I.25). Ce segment est en grande partie sous-marin et se caractérise par un grand bassin sédimentaire (Torres-Santa Cruz) et l'émergence des îles Banks à l'extrémité Sud. Le volcanisme aérien est actif uniquement sur l'île de Vanua Lava.

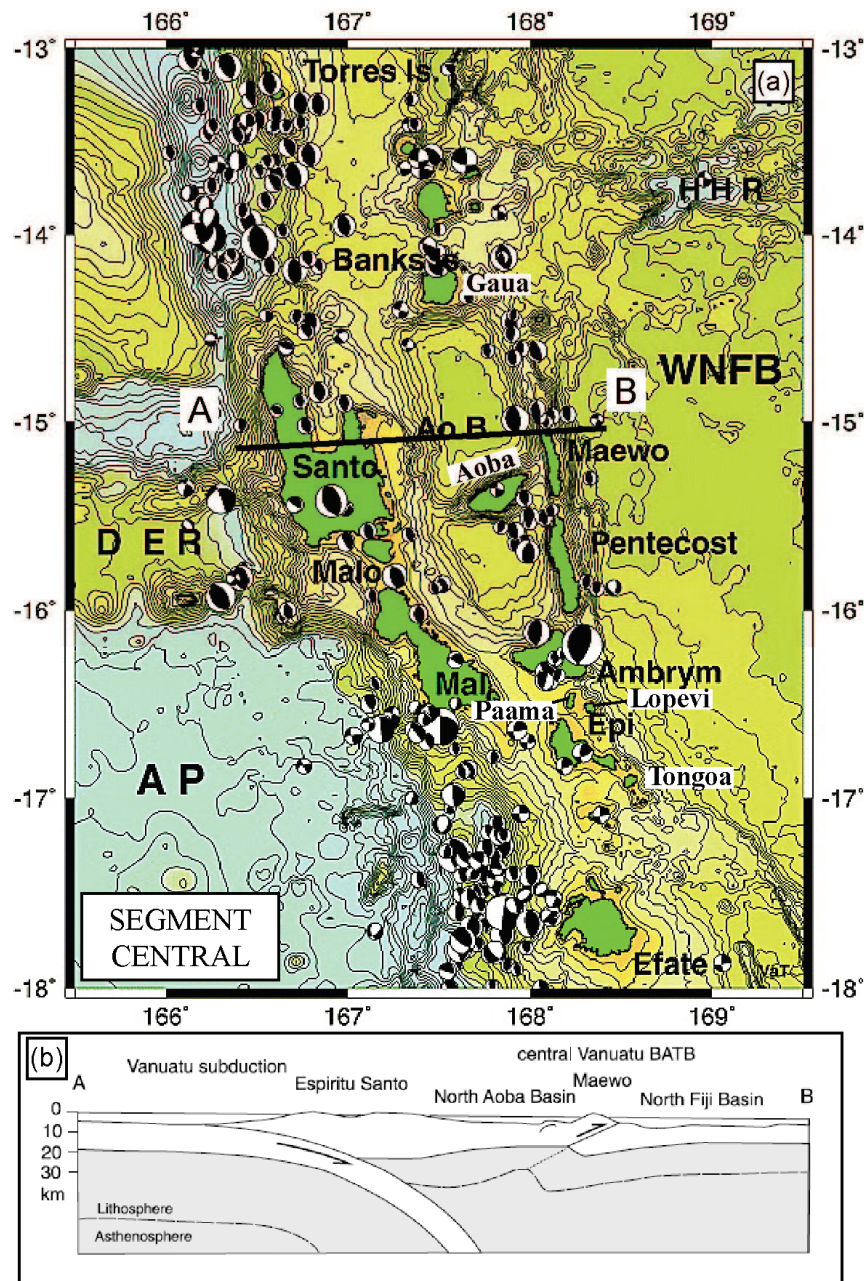


Figure I.26 : Carte bathymétrique du segment central (a) de la chaîne centrale (Calmant et al., 2003). Les mécanismes aux foyers sont montrés pour les séismes inférieurs à 50 km de profondeur. (b) Coupe géologique AB montrant le plongement de la plaque australienne et le chevauchement de la chaîne de l'Est sur le bassin Nord Fidjien (Lagabrielle et al., 2003).

Le **segment central** entre 14°S et 17°S (de Gaua à Tonga) se situe dans la zone d'influence de la collision du plateau Ouest Torrès et de la ride D'Entrecasteaux, marquée notamment par une absence de fosse de subduction, et une absence de fossé arrière-arc (Fig. I.26). Il se caractérise par l'émergence de grandes îles volcaniques formant les 3 chaînes volcaniques décrites précédemment, et la présence de bassins océaniques profonds intra-arc (bassins Nord et Sud Aoba). Le volcanisme y est très actif et se distingue en partie par l'émission de magmas très alcalins. Les îles actives du segment central sont constituées par d'imposants édifices volcaniques, dont la morphologie a été comparée à

celles des volcans de type bouclier hawaïen. Un changement net de l'orientation de l'arc est relevé au niveau de ce segment comparé au segment sud, avec un déplacement d'une cinquantaine de km vers l'est de l'axe volcanique (Louat et al., 1988).

Le **segment sud** de 17°S à 21,5°S, (d'Efate aux monts sous-marins Gemini) se situe entre une fosse bien développée (< 6000 m) et les fossés du Coriolis (Fig. I.25). Il est constitué d'une plateforme située à ~ 1000 m de profondeur d'où émerge une série d'îles volcaniques régulièrement espacées et soulevées présentant des terrasses de calcaires récifaux (Neef et al., 2003) et. Ce segment se termine par des monts sous-marins (Gemini ouest et est et Volsmar (Fig. I.27)).

Le **segment extrême sud**, situé au sud de la zone de collision avec la ride des Loyauté (21°S), correspond essentiellement à un alignement de monts sous-marins actifs (Eva, La Pérouse, Gilbert, Charlotte, Vauban) constituant la ride de Hunter, orientée à 90° par rapport au reste de l'arc. Seuls les îlots actifs de Matthew et de Hunter émergent de cette ride (Fig. I.27). Le magmatisme de cette portion de l'arc est très particulier et se distingue par l'émission d'andésites magnésiennes (Monzier et al., 1993).

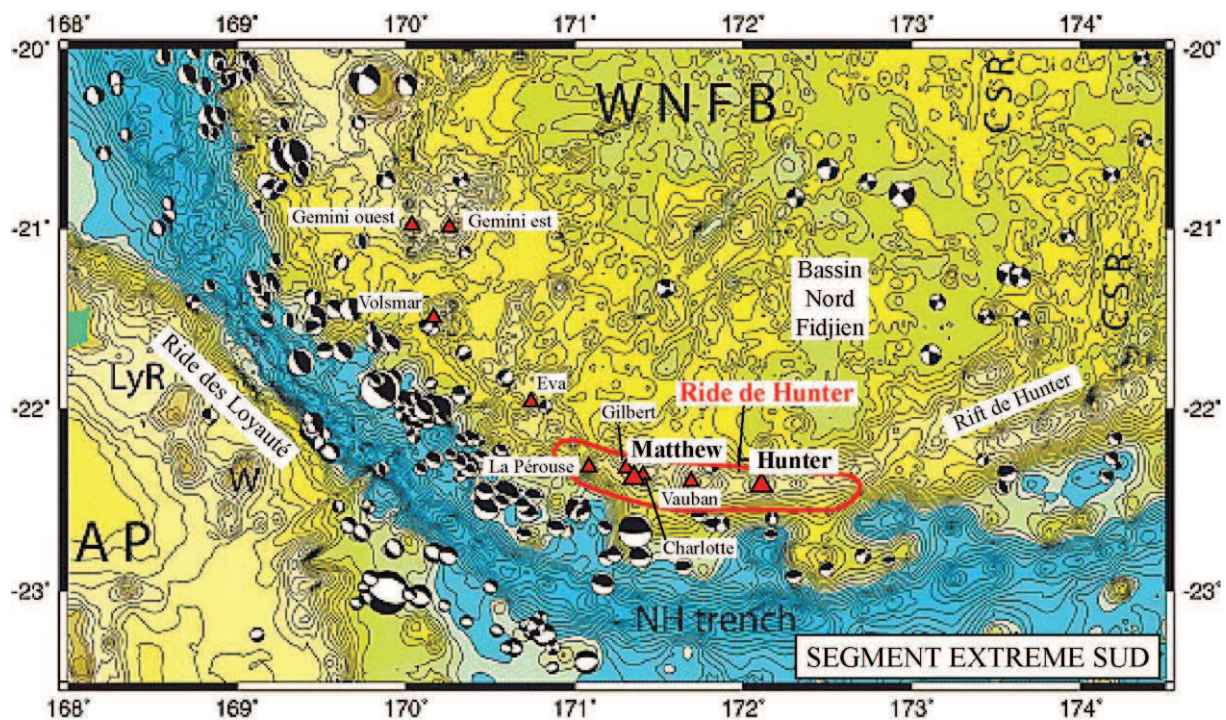


Figure I.27 : Carte bathymétrique du segment extrême sud de la chaîne centrale (Calmant et al., 2003). Les mécanismes aux foyers sont montrés pour les séismes inférieurs à 50 km de profondeur. Les gros triangles représentent les îlots de Matthew et Hunter. Les petits triangles représentent les monts sous-marins.

III.2.5. Les bassins intra-arc

L'arc du Vanuatu possède plusieurs bassins sédimentaires intra-arcs, principalement situés au nord du segment sud. Le bassin de Torrès-Santa Cruz, situé au nord des îles Banks (Fig I.25), représente le plus grand bassin extensif intra-arc du Vanuatu avec 70 km de large et 200 km de long.

Les profils de sismique réflexion et de sismique réfraction révèlent une couche sédimentaire de 4-6 km d'épaisseur datant du Miocène moyen à l'Holocène recouvrant une croûte ignée épaissie de 14 km (Holmes, 1988 ; Sage et Charvis, 1991).

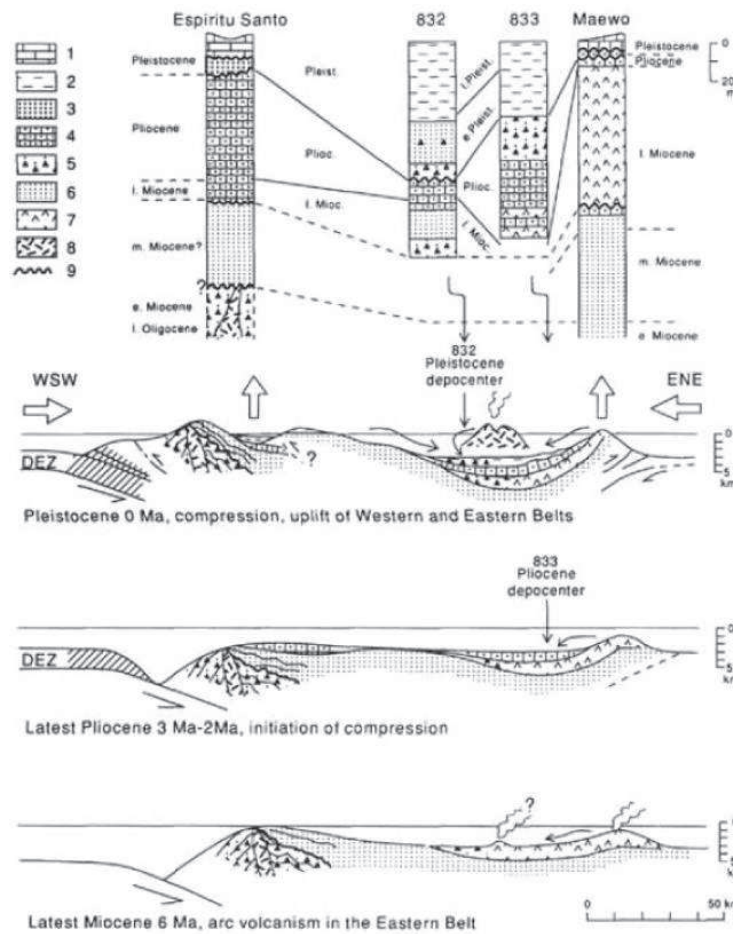


Figure I.28 : Log stratigraphique du bassin Nord Aoba et des chaînes volcaniques inactives du Vanuatu et schémas interprétatifs de l'évolution du segment central du Vanuatu depuis le Miocène (Pelletier et al., 1994).

Plus au Sud, les bassins d'Aoba sont localisés en face de la zone de subduction de la ride D'Entrecasteaux entre la chaîne de l'ouest et de l'est et de part et d'autre de l'île volcanique d'Aoba (Fig. I.21). Ils sont bordés au nord et au sud par la plateforme de l'arc d'où émergent les volcans de Gaua (au nord) et d'Ambrym (au sud). Ces bassins, profonds de 2000 à 3000 m, s'étendent sur des superficies de 7000 (sud) et 10000 (nord) km².

Les données gravimétriques (Collot et Fisher, 1988) et les profils de sismique réfraction (Holmes, 1988 ; Pontoise et al., 1994) indiquent que les bassins Nord et Sud Aoba sont composés d'une croûte ignée océanique de 8 à 9 km recouverte de 4 à 5 km de sédiments. La croûte ignée, très peu épaisse comparé à la plateforme intra-arc, est comparable à celle du bassin Nord Fidjien, et suggère l'absence surprenante de plutonisme sous cette partie de l'arc (Pontoise et al., 1994).

Le bassin Nord Aoba a bénéficié de deux forages (832 et 833) lors de la campagne Ocean Drilling Program leg 134 (Fig I.22). Le forage 832, situé au centre du bassin, a permis

d'échantillonner une série calcaire datant du Miocène supérieur inclinée de $\sim 10^\circ$ vers l'est, surmontée de 80 m de brèches et grès volcaniques, recouverts en discordance de 620 m de dépôts turbiditiques horizontaux d'âge pléistocène (Fig I.28). Cette discordance est le résultat du basculement du flanc occidental du bassin vers l'est au Pléistocène basal. Le forage 833 sur le bord oriental du bassin montre un basculement inverse des séries sédimentaires de $\sim 15^\circ$ vers le sud-ouest. Cette géométrie des sédiments, ainsi que la présence de failles inverses, et décrochantes indiquent que le bassin a subi des contraintes compressives orientées NE-SO et que l'axe de sédimentation du bassin s'est déplacé au cours du temps vers l'ouest (Pelletier et al., 1994). Les bassins Nord et Sud Aoba sont ainsi interprétés comme de larges synclinaux qui se sont formés en réponse à la collision de la ride D'Entrecasteaux à la fin du Pliocène. Ils enregistrent l'activité volcanique ancienne de l'arc en ayant piégé les cendres émises par les volcans proximaux dans leur strates sédimentaires depuis ~ 7 Ma.

La position de ces bassins intra-arc reste relativement atypique. Ils ont néanmoins des dimensions comparables à celles du fossé de Bonin, en position avant-arc, dans la zone de collision du plateau d'Ogasarawa avec l'arc Izu-Bonin (Meffre et Crawford, 2001). Ces bassins sont localisés en revanche à une distance similaire de la zone de collision, et la position intra-arc des bassins d'Aoba serait imputée au fort pendage de la subduction du Vanuatu (Taylor et al., 2005).

III.2.6. Historique des activités volcaniques de l'arc du Vanuatu

Le développement des îles de la chaîne de l'ouest (25-14 Ma) lié à la subduction du Vitiaz débute à l'Oligocène supérieur par des éruptions sous-marines basaltiques à andésitiques. Des sédiments volcanogéniques se déposent dans les bassins entre les reliefs volcaniques. Le volcanisme tardif de cette chaîne s'exprime par des intrusions multiples le long de failles transverses.

Au Miocène moyen (14-11 Ma), le volcanisme s'interrompt probablement en raison du ralentissement de la subduction du Vitiaz à l'approche du plateau de Ontong Java. Des grabens adjacents à l'arc se forment sous un régime extensif et sont rapidement comblés par des dépôts volcanoclastiques.

Au début du Miocène supérieur (11-7 Ma), la subduction du Vitiaz est stoppée. La chaîne de l'ouest est soulevée au cours d'une période compressive et subit une période d'érosion. La polarité de la subduction commence à s'inverser, et la chaîne de l'ouest connaît alors une période de subsidence.

Au Miocène supérieur-Pliocène inférieur (7-3 Ma), la subduction moderne du Vanuatu est active. Le volcanisme de la chaîne de l'est s'initie alors en milieu sous-marin, et un large graben se développe à l'ouest (paléo-bassin d'Aoba). Les premières activités volcaniques de la chaîne Centrale se mettent en place au sud de l'archipel ($\sim 5,8$ Ma) sur l'île de Erromango (Bellon et al., 1984).

L'activité volcanique au Pliocène se focalise principalement au niveau de la chaîne Centrale, plus précisément au niveau des îles du sud (Erromango, Tanna, Anatom, Futuna), et du nord (Vot Tande et Vanua Lava) par des éruptions sous-marines composées de brèches volcaniques, de tufs ponceux (liés à des éruptions explosives) et de laves en coussin (Mitchell et Warden, 1971 ; Colley et

Warden, 1974 ; Gorton, 1977 ; Roca, 1978 ; Coulon et al., 1979 ; Marcelot et al., 1979 ; Barsdell et al., 1982 ; Bellon et al., 1984 ; Monjaret et al., 1987 ; MacFarlane et al., 1988). Les dernières activités de la chaîne de l'est sont enregistrées à 3,6 et 3,3 Ma par un complexe de sills volcaniques (200 m d'épaisseur) intrudés dans le flanc ouest de Maewo au niveau du forage 833 (datations K-Ar ; (Rex, 1994)). Les chaînes centrale et est ont donc fonctionné partiellement de façon simultanée.

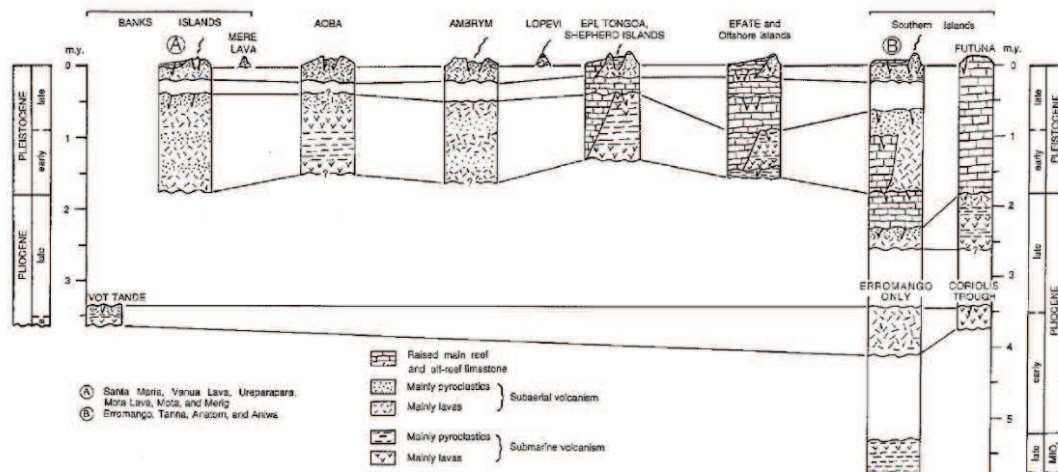


Figure I.29 : Log stratigraphique des volcans appartenant à la chaîne centrale (MacFarlane et al., 1988).

Les volcans du segment central se mettent en place plus tardivement au Pléistocène, en avant de la chaîne de l'est, probablement en réponse à une augmentation du pendage du panneau plongeant (MacFarlane et al., 1988). Ils sont composés principalement de roches volcaniques émises en milieu sub-aérien (Gaua, Aoba, Ambrym, Lopevi, etc) et présentent un empilement de coulées basaltiques parfois recouvertes par une épaisse série pyroclastique andésitique formant le cône principal (Fig I.29). L'activité volcanique du segment extrême sud se met en place également au cours de cette période.

III.3. Les fossés et le chevauchement arrière-arc

La région arrière-arc proximale du Vanuatu se caractérise au nord (fossés du Jean Charcot) et au sud (fossés du Coriolis) par des rifts sous-marins étroits, parallèles à la direction générale de l'arc. Ils s'interrompent au niveau de la zone de collision avec la ride D'Entrecasteaux pour laisser place à un chevauchement à vergence est de la chaîne de l'est sur le bassin Nord Fidjien, probablement relié au régime de contraintes compressif induit par la collision et transmis jusqu'à la zone arrière-arc (Lagabrielle et al., 2003). Ces structures actives en extension séparent l'arc du Vanuatu de l'ouest du bassin Nord Fidjien. L'extension s'effectue actuellement selon une direction oblique à l'arc (N40°E) et est estimée à 5,5 cm/a au nord et entre 2 et 5 cm/a au sud (Louat et Pelletier, 1989 ; Pelletier et al., 1998). Des roches basaltiques fraîches ont été draguées et des sources hydrothermales ont été identifiées récemment au niveau sud du fossé d'Efaté, témoignant de l'activité magmatique actuelle des fossés (McConachy et al., 2005).

III.3.1. Les fossés du Jean Charcot

Les fossés du Jean Charcot (Vanikoro au nord et Vot Tande au sud) sont situés au nord dans le prolongement des îles Banks et présentent une succession sur plus de 70 km de large de nombreux horsts et grabens parfois masqués par des complexes volcaniques (Maillet et al., 1995). Ces fossés sont brutalement interrompus au niveau de la zone de fracture d'Hazel Holme, orientée E-O (Fig I.21). Les données de sismique réflexion et de réfraction ont permis de mettre en évidence une épaisse série sédimentaire de 2 à 3 km recouvrant une croûte océanique récente de 6-8 km d'épaisseur, comparable à celle de la partie adjacente du bassin Nord Fidjien (Charvis et Pelletier, 1989 ; Sage et Charvis, 1991).

III.3.2. Les fossés du Coriolis

Les fossés du Coriolis présentent une morphologie différente des fossés du nord (Fig. I.30) sont représentés par un alignement de grabens simples ou doubles (~ 40 km de large et ~ 3500 m de profondeur) orientés N130°E. Du nord au sud on retrouve les fossés d'Efaté, d'Erromango et Futuna. Un changement de direction est observé au niveau de la terminaison sud du fossé de Futuna. Le fossé devient alors moins large et migre vers le Sud, contournant l'île d'Anatom (Maillet et al., 1995) (Fig. I.21 et I.25). Les données de sismique réfraction et de gravimétrie permettent d'observer un amincissement de la croûte sous les fossés (Collot et Malahoff, 1982 ; Pontoise et al., 1982).

III.3.3. Nature des roches et structuration des fossés

La chimie des laves échantillonnées dans les fossés se révèle être très proche de celle des laves de l'archipel, comprenant principalement des tholéiites d'arc et des roches calco-alcalines, présentant des enrichissements en LILE, et des appauvrissements en HFSE). Seules certaines roches échantillonnées dans le fossé de Vanikoro correspondent à des basaltes d'arrière-arc. Des dacites sodiques ont également été échantillonnées dans la zone nord (Nakada et al., 1994). Cependant les roches émises actuellement au niveau des fossés du Coriolis correspondent à des E-MORB, ne présentant qu'une faible signature d'arc (McConachy et al., 2005).

Sur la base de datation (K-Ar) sur des roches draguées, Monjaret et al., (1991) suggèrent une ouverture progressive des fossés arrière-arc, du sud vers le nord, s'initiant au niveau de Futuna (6,5-6,1 Ma), puis à Erromango (4,1 Ma), puis à Efate (3,5 Ma), et pour finir par la formation des fossés du Jean Charcot et entre 2,7 et 2,3 Ma pour les fossés du Jean Charcot. Cependant Récy et al. (1990) observent la disparition du volcanisme tholéiitique d'arc dans la série volcano-sédimentaire affleurant le long des escarpements des fossés depuis 2,6-2,2 Ma, et concluent que cette période constitue le début de leur structuration. Selon les auteurs, l'origine de la structuration des fossés est liée soit aux derniers réajustements de l'extension au niveau du bassin Nord Fidjien, soit à l'effet de la collision de

la ride D'Entrecasteaux (Collot et al., 1985 ; Récy et al., 1990 ; Calmant et al., 2003 ; Wallace et al., 2005).

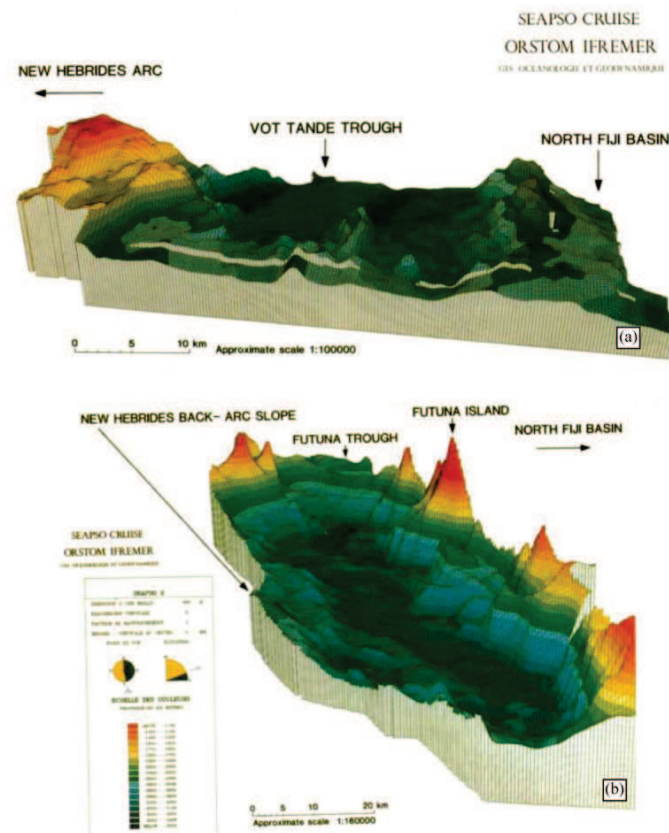


Figure I.30 : Vue 3D de la bathymétrie des fossés arrière-arc (Récy et al., 1990). (a) le fossé de Vot Tande (fossés du Jean Charcot), (b) Fossé de Futuna (fossés du Coriolis).

Les fossés du Vanuatu se démarquent de ceux trouvés dans d'autres zones de subduction (exemple des Mariannes, Karig, (1971)), par leur proximité à l'arc actif (35 et 55 km d'écart). Monjaret et al. (1991) proposent ainsi que ces fossés soient considérés comme des fossés intra-arc. Cependant la signature magnétique ainsi que la structure profonde de la croûte sous les fossés suggèrent qu'ils se sont mis en place en grande partie sur la croûte océanique du bassin Nord Fidjien (Charvis et Pelletier, 1989 ; Sage et Charvis, 1991).

III.4. Le bassin arrière-arc Nord Fidjien

Le bassin Nord Fidjien est le plus grand bassin arrière-arc mais également le plus évolué du Pacifique Sud-Ouest. Ce bassin est une grande zone de déformation active de plus de 1000 km de large localisée entre la subduction du Vanuatu à l'ouest et des Tonga à l'est (Fig I.1, I.12, et I.19). Il se caractérise par de nombreux centres d'accrétion marqués par une sismicité intense (Louat et Pelletier, 1989) et présente la plus grande longueur cumulée de segments de ride océanique au monde pour une surface donnée (Lagabrielle et al., 1997). Certains de ces segments présentent les critères observés

dans les océans matures avec des axes d'accrétion segmentés, des propagateurs, et des taux d'accrétion variables (Lagabrielle et al., 1997). L'accrétion actuelle se réalise essentiellement le long d'axes orientés nord-sud à des vitesses atteignant 8 cm/a (Pelletier et al., 1998).

L'épaisseur de la croûte du bassin a été mesurée par sismique réfraction dans la partie nord-ouest par Sage et Charvis, (1991). Ces auteurs proposent une épaisseur de 6 à 8 km de croûte recouverte de 1,5 km de sédiments. Ces mesures sont en accord avec les mesures de gravimétrie et de sismique réfraction réalisées plus au sud (Collot et Malahoff, 1982 ; Pontoise et al., 1982). Ce bassin, nommé auparavant plateau Nord Fidjien, est anormalement peu profond et présente une anomalie positive du géoïde (Lagabrielle et al., 1997). Zhang et Pysklywec (2006) calculent une anomalie topographique positive de plus de 2000 m. Il est également caractérisé par un fort flux de chaleur atteignant en moyenne 165 mW/m² au sud et 90 mW/m² au nord (Lagabrielle et al., 1997). Enfin les données tomographiques révèlent une zone où les vitesses sismiques sont fortement atténuées sous la croûte du bassin, suggérant la présence d'un manteau anormalement chaud (Kolobov et al., 2001).

Les axes d'accrétion actifs ont fait l'objet d'intenses investigations (géophysique marine, récolte d'échantillons) lors des nombreuses campagnes en mer réalisées dans le cadre des programmes SEAPSO, STARMER et New Starmer. La description des structures du bassin présentée ci-dessous est extraite de l'article de synthèse d'Auzende et al. (1995b) et de l'habilitation à diriger des recherches de Pelletier (1999) ainsi que des publications citées dans ces travaux.

IV.4.1. Les axes d'accrétions

La dorsale centrale (< 3,5 Ma) forme l'axe d'accrétion principal du bassin (Fig. I.19). Elle est composée d'une succession de quatre segments actifs (N160°, N15°, N-S, 174°E) s'échelonnant sur 880 km du nord au sud du bassin. La connexion en échelon à la fracture de Hunter au niveau de son extrémité la plus méridionale est relativement mal contrainte. Cet axe actif comporte un point triple (ride-ride-ride) situé à 16°50'S, marqué dans la bathymétrie par une forte diminution de la profondeur, et formé suite à une réorganisation récente du bassin entre 1,6 et 1 Ma. Les taux d'accrétion enregistrés sont très rapides et varient du nord au sud de 5 à 8 cm/a. Un axe secondaire plus jeune, la dorsale est, se met en place depuis 1 Ma à l'ouest de la plateforme fidjienne. La dorsale nord, orienté globalement E-O et déconnectée des autres axes d'accrétion, traverse l'ensemble de la partie Nord du bassin sur plus de 700 km. Les taux d'ouverture sont beaucoup plus lents (1 à 2 cm/a). Elle est composée d'ouest en est par la ride d'Hazel Holme, la ride Sud Pandora et de la ride Tripartite. Un dernier axe d'accrétion orienté est-ouest, appelé la ride de l'Ouest, a été identifié au sud-ouest du bassin, et vient avec l'arc du Vanuatu au niveau des fossés du Coriolis.

Le segment N-S est, d'un point de vue géochimique, très comparable aux rides médio-océaniques, par l'émission de N-MORBs appauvris en éléments incompatibles tandis que les segments N160° N15° et 174°E se distinguent par l'émission de N-MORBs, mais également de basaltes enrichis en éléments incompatibles (LILE et terres rares légères) intermédiaires entre des BABB (back-arc

basin basalts) et des OIB (Eissen et al., 1991b ; Nohara et al., 1994). En revanche, la dorsale Nord se caractérise par l'émission de basaltes ayant des compositions enrichies en éléments traces typiques d'un magmatisme intra-océanique, se distinguant nettement du segment N-S (Eissen et al., 1991b ; Nohara et al., 1994).

IV.4.2. Les zone de fractures

Au Nord, la zone de fracture Nord Fidjienne (1500 km de long), provient de la terminaison nord des Tonga et cisaille d'est en ouest la partie centrale du bassin à la vitesse de 7 cm/an selon un mouvement senestre. Cette fracture majeure est marquée dans sa partie ouest par une succession de longs segments transformants, relayés par des bassins transtensifs et par des axes d'accrétion courts, (Pelletier et al., 2001). Au Sud, la fracture de Hunter est située dans le prolongement de la fosse de subduction du Vanuatu. Cette fracture senestre marque la limite entre les bassins Nord et Sud Fidjien et se termine au niveau de la plateforme fidjienne. Une fracture senestre E-O située à 22°S a été identifiée par l'étude des mécanismes aux foyers au niveau de la zone de collision de ride des Loyauté (Louat et Pelletier, 1989). Elle pourrait rejoindre l'extrémité méridionale de la dorsale centrale mais ceci est purement spéculatif.

IV.4.3. Les volcans du nord

De nombreux volcans sont répartis sur le bord nord du bassin et sont installés sur le substratum océanique ancien du bassin (banc de Pandora, banc de Hazel Holmes, Rotuma, Manatu, Futuna et Alofi) (Fig. I.19). Ces édifices volcaniques ont des âges compris entre le Pliocène inférieur et l'Holocène. La nature du volcanisme de ces édifices évolue dans le temps passant des tholéiites d'arc insulaire (mont sous-marin Manatu, îles de Futuna et Alofi) au Pliocène, à des basaltes alcalins (Rotuma) au Quaternaire.

IV.4.4. La paléo-fosse du Vitiaz

La paléo-fosse du Vitiaz, profonde de plus de 4500 m, s'étend sur ~ 750 km au Nord du bassin Nord Fidjien (Fig. I.19). Aucune structure importante pouvant correspondre à un arc insulaire n'est observée au sud de cette fosse. Cette structure majeure sépare ainsi la jeune croûte océanique du bassin Nord Fidjien, de l'ancienne croûte océanique mésozoïque de l'océan Pacifique.

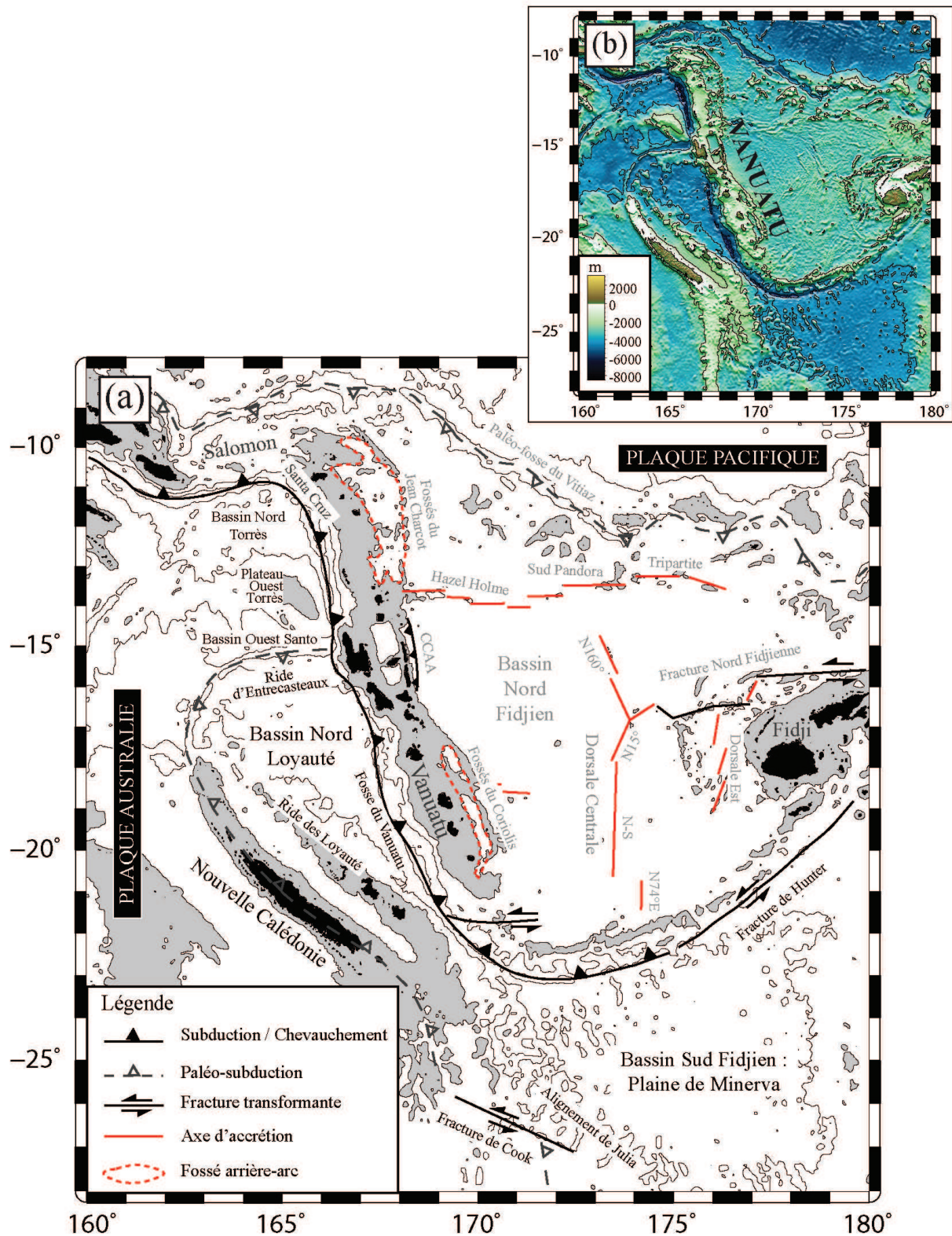


Figure I.31 : (a) Carte tectonique simplifiée présentant les différentes structures de la plaque subductée. Les îles sont représentées en noir. Les structures tectoniques proviennent des travaux de Pelletier et al. (1998) et de Cluzel et al. (2001). Les zones situées entre 0 et 2000 m de profondeur, sont représentées en gris. (b) Carte bathymétrique associée. Les données bathymétriques proviennent de la NOAA.

IV. Présentation des structures géologiques majeures de la plaque plongeante australienne

La plaque subductée présente une morphologie superficielle très hétérogène caractérisée par une succession de bassins océaniques (Nord Torrès, Ouest Santo, Nord Loyauté, Sud Fidjien) séparés par 3 hauts fonds bathymétriques : le plateau Ouest Torrès, la ride D'Entrecasteaux et la ride des Loyauté, dont les âges connus varient au moins de l'Eocène au Miocène moyen (Fig. I.31).

IV.1. Les bassins océaniques

IV.1.1. Le bassin Nord Loyauté

Le bassin Nord Loyauté entre actuellement en subduction sous le segment sud du Vanuatu (Fig. I.31). Le bassin Nord Loyauté est constitué d'une croûte océanique épaisse de 11,5 km (Pontoise et al., 1982) et atteint des profondeurs de 3000 à 5000 m. Weissel et al. (1982) et Sdrolias et al. (2003) identifient les anomalies magnétiques 20 à 16 correspondant à des âges d'ouverture du bassin compris entre 45 et 43,8 et 35,3 Ma.

Le forage DSDP 286 situé dans la partie septentrionale du bassin à une centaine de kilomètres de la fosse du Vanuatu a permis de pénétrer une couverture sédimentaire, principalement volcanoclastique, épaisse de 650 m, avant d'atteindre le socle du bassin constitué de basaltes d'arrière-arc en coussins d'âge éocène et de gabbros (Andrew et al., 1973). La colonne sédimentaire peut être divisée en trois unités stratigraphiques suivantes présentées de la plus vieille à la plus récente :

L'unité 1 (Eocène moyen à supérieur), épaisse de 450 m, est composée de matériel turbiditique constitué d'échardes de verre volcanique (cendres éocènes), associé à des sables et des conglomérats.

L'unité 2 (Eocène supérieur), épaisse de 115 m, correspond essentiellement à des nanofossiles carbonatés.

L'unité 3 (Miocène-Pléistocène), épaisse de 85 m correspond à des niveaux de cendres volcaniques riches en nanofossiles, radiolaires et argile rouges.

Le matériel volcanique enregistré dans les sédiments de la partie basale de ce bassin proviendrait de l'activité de l'arc volcanique intra-océanique éocène Loyauté-D'Entrecasteaux (Briqueu et Lancelot, 1983 ; Collot et al., 1992 ; Baker et al., 1994 ; Briqueu et al., 1994). L'absence de sédiments volcaniques dans l'unité 2 semble témoigner du déclin de l'activité de cet arc à la fin de l'Eocène, tandis que les sédiments volcaniques de l'unité 3 proviennent probablement, au vu de leur composition géochimique, des activités de l'arc volcanique du Vanuatu (Briqueu et Lancelot, 1983).

IV.1.2. Le bassin Sud Fidjien

Le bassin Sud Fidjien entre en subduction actuellement au niveau de la terminaison sud de l'arc du Vanuatu (Fig. I.31). La subduction du bassin s'est initiée récemment, il y a ~ 1 Ma (Sdrolias et al., 2003). Ce bassin océanique, est subdivisé en deux plaines abyssales, celle de Minerva au nord et celle de Kupe au sud (Andrew et al., 1973). Il est bordé principalement par des arcs volcaniques inactifs formés à l'Oligocène et au Miocène (Mortimer et al., 2007) : la ride de Lau-Colville (arc du Vitiaz) à l'est, l'arc volcanique du Northland au sud et les rides des Loyauté et des Trois Rois (arc rémanent éocène à vergence est) reliées par la zone de fracture de Cook à l'ouest (Fig. I.1 et I.31).

La partie nord du bassin Sud Fidjien, profonde de 3000 à 4000 m, est constituée d'une croûte océanique d'environ 8 km d'épaisseur (Herzer et al., 2011), recouverte de plus de 580 m de sédiments. Les forages DSDP 205 (Burns et al., 1973), et 285 (Andrew et al., 1973) ont atteint le socle du bassin, échantillonnant respectivement des laves en coussins recouvertes de boues calcaires datant de l'Oligocène Moyen, et des intrusions doléritiques recouvertes de silts, correspondant à des turbidites distales d'âge Miocène moyen. La composition des basaltes correspond à celle classiquement trouvée dans les bassins d'arrière arc. Un alignement de monts sous-marins (alignement de Julia), localisé au nord de la fracture de Cook présente pour certain édifice des signatures de basaltes intra-océaniques et pourrait correspondre à la trace de l'activité courte d'un point chaud (Mortimer et al., 2007).

Les âges d'ouverture du bassin proposés dans la littérature sont très débattus et varient globalement entre 31 et 15 Ma (Watts et al., 1977 ; Davey, 1982 ; Malahoff et al., 1982 ; Sdrolias et al., 2003 ; Mortimer et al., 2007 ; Herzer et al., 2011).

IV.1.3. Le bassin Ouest Santo

Le bassin Ouest Santo a été très peu étudié et se situe entre le plateau Ouest Torrès et la ride D'Entrecasteaux. Les rares informations disponibles révèlent que ce bassin très étroit, de 25 km de large, atteint des profondeurs de 5400 m à l'extrémité de Santo. Les profils de sismique-réfraction révèlent une couche sédimentaire épaisse de 1 km, recouvrant une croûte de nature océanique, épaisse de 12,7 km, soit sensiblement plus que l'épaisseur rapportée pour la croûte océanique des océans mondiaux (Pontoise et Tiffin, 1986). Ces mêmes auteurs proposent que le bassin Ouest Santo soit un ancien bassin marginal.

IV.1.4. Le bassin Nord Torrès

Très peu d'informations sont disponibles dans la littérature concernant ce bassin. Seuls les grands traits structuraux sont connus, mais aucun âge n'est disponible. Ce bassin subducte actuellement au niveau du segment nord du Vanuatu et des îles Santa Cruz à l'extrémité orientale des îles Salomon (Fig I.31).

IV.2. Les rides et plateaux

IV.2.1. Le plateau Ouest Torrès

Le plateau Ouest Torrès est un plateau océanique de 200 km de long sur 150 km de large qui entre en subduction dans la partie septentrionale de l'arc du Vanuatu (Fig. I.31), en face de Gaua, depuis 0,7 Ma (Meffre et Crawford, 2001). Il s'élève de près de 4000 m par rapport au fond océanique du bassin Nord Torrès qui le borde. Ce plateau est peu étudié et n'a jamais été échantillonné. Dupont et Récy (1981) lui attribuent une croûte océanique intermédiaire sur la base des rares données existantes.

IV.2.2. La ride D'Entrecasteaux

La ride D'Entrecasteaux est une structure sous-marine arquée de plus de 100 km de large qui s'étend de l'extrémité nord de la plateforme Nouvelle Calédonie-îles des Loyauté jusqu'à la bordure ouest de l'arc du Vanuatu, où elle entre en subduction suivant un angle oblique de 14° (Fig. I.31). Cette ride asismique est en fait constituée de deux horsts parallèles, la ride Nord D'Entrecasteaux et la chaîne Sud D'Entrecasteaux, séparés par le bassin central D'Entrecasteaux correspondant à un graben, profond de ~ 3500 m, recouvert de 1000 m de sédiments (Fisher et al., 1991) (Fig. I.32). L'épaisseur de la croûte de cette ride n'est pas contrainte, car les profils de sismique réfraction n'ont pas atteint le Moho (Pontoise et Tiffin, 1986). Des dragages préliminaires, ainsi que la campagne 134 du programme ODP réalisée en 1990 (forage 828 et plongée Nautille pour la ride nord D'Entrecasteaux, et forage 830 pour la chaîne sud D'Entrecasteaux) ont permis d'échantillonner les différentes formations de la ride (Collot et al., 1992 ; Coltorti et al., 1994a ; Coltorti et al., 1994b).

La ride nord D'Entrecasteaux se compose d'une succession de horsts. Le plancher de cette ride est constituée de croûte océanique d'âge Paléocène terminal – Eocène inférieur (56-36 Ma, âge trace de fission), surmontée de craies datées de l'Oligocène inférieur et de sédiments volcanodétritiques d'âge Pliocène supérieur à actuel (Maillet et al., 1983 ; Collot et al., 1992 ; Greene et al., 1994). Large de 40 km, elle s'élève entre 2000 à 4000 m au-dessus du fond océanique (Maillet et al., 1983) et prolonge la plateforme de Nouvelle Calédonie (Schellart et al. (2006) et les références citées). Elle est constituée de basaltes modérément à très altérés ayant des compositions en éléments traces de type N-MORB ou intermédiaire entre un N-MORB et des laves d'arc, interprétés comme des basaltes d'arrière ou d'avant-arc (Coltorti et al., 1994b).

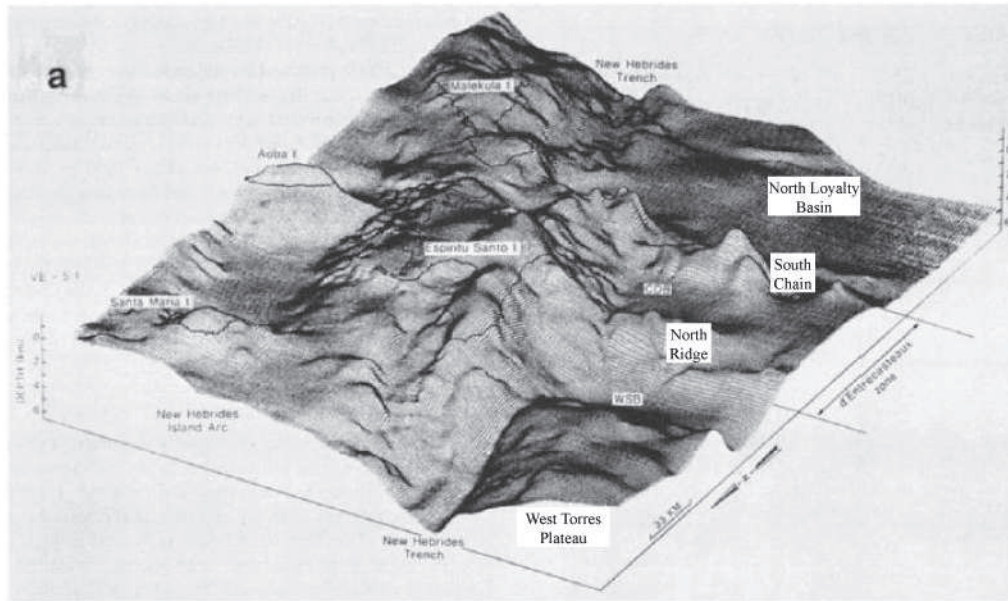


Figure I.32 : Vue 3D de la bathymétrie de la zone de collision de la ride D'Entrecasteaux (Fisher et al., 1991).

La chaîne sud est constituée d'un alignement de monts sous-marins dans la continuité de la ride des Loyauté. Cette chaîne comprend deux monts principaux, le banc Sabine, et le guyot Bougainville à son extrémité orientale, entrant en collision avec la zone avant-arc du Vanuatu. Ce guyot est constitué de brèches andésitiques surmontées par 700 m de calcaires néritiques coralliens d'âge Oligocène inférieur, Miocène inférieur et Pléistocène, eux même surmontés de 20 m de calcaires pélagiques d'âge Pléistocène supérieur (Collot et al., 1985 ; Collot et al., 1992 ; Quinn et al., 1994). Les andésites du guyot Bougainville ont une composition typique de tholéiite d'arcs, avec des âges radiométriques K-Ar mesurés autour de 37 Ma (Baker et al., 1994).

L'ensemble de la ride D'Entrecasteaux est interprétée comme la prolongation de la plateforme Nouvelle Calédonie-île des Loyauté, et représenterait les vestiges d'une ancienne zone de subduction éocène à vergence est (Maillet et al., 1983 ; Collot et al., 1985 ; Greene et al., 1994) : la chaîne sud D'Entrecasteaux correspondant aux vestiges de l'arc arc volcanique, tandis que la ride nord D'Entrecasteaux est assimilée à la zone avant arc (Maillet et al., 1983 ; Coltorti et al., 1994b).

IV.2.3. La ride des Loyauté

La ride des Loyauté entre en subduction avec l'extrémité sud de l'arc des Vanuatu depuis environ 0,3 Ma (Monzier, 1993). La ride des Loyauté est une ride étroite asismique longue de près de 1000 km qui borde les bassins Nord Loyauté et Sud Fidjien. Située dans le prolongement de la chaîne Sud D'Entrecasteaux au nord, elle s'étend de façon continue tout d'abord parallèlement à la ride de Nouvelle Calédonie, puis forme vers 22°S de latitude un angle obtus très ouvert pour s'étendre alors vers le sud jusqu'à la zone de fracture de Cook, qui la sépare avec un décalage senestre de 400 km, de la ride des trois Rois, généralement interprétée comme son extension méridionale (Fig. I.1 et I.31).

La ride des Loyauté est composée de gros édifices volcaniques, qui émergent au niveau des îles des Loyauté. L'épaisseur de la croûte atteint 25 km (Collot et Malahoff, 1982). La géologie de la ride est relativement mal connue à cause d'une épaisse couverture sédimentaire récifale d'âge Miocène supérieur à Pléistocène inférieur, soulevée durant le quaternaire (Marshall et Launay, 1978) en réponse au bombement qui affecte la plaque australienne en avant de la fosse du Vanuatu (Dubois et al., 1977).

Les échantillons provenant de la ride sont peu nombreux, et proviennent d'une part de l'île de Maré, qui expose des basaltes alcalins (Baubron et al., 1976) datés du Miocène supérieur (9-11 Ma), et d'autre part des plongées en submersible qui ont permis de prélever des brèches volcaniques, des rhyolites alcalines (comendites) de l'Oligocène moyen, des grès tufeux de l'Oligocène moyen, des craies de l'Oligocène moyen/supérieur, des basaltes alcalins de l'Oligocène supérieur (27 Ma) et des basaltes d'arrière-arc datant du Miocène inférieur (Monzier, 1993). Les preuves d'une subduction Eocène à vergence est en Nouvelle Calédonie (Cluzel et al., 2001), ainsi que la présence de roches calco-alcalines d'âge Eocène au niveau de la chaîne Sud D'Entrecasteaux et de la ride des Trois Rois situées à ses extrémités conduisent la plupart des modèles géodynamiques présentés à interpréter cette ride comme un arc volcanique Eocène (Mortimer et al., 2007). Cependant les rares roches analysées semblent toutes plus jeunes, et ne permettent donc ni de confirmer ni d'infirmer cette hypothèse.

IV.3. La fosse de subduction

La fosse de subduction des Vanuatu est l'expression du fond océanique de la subduction vers l'Est de la plaque Indo-Australienne et marque la limite de plaque (Karig et Mammerickx, 1972 ; Pascal et al., 1978 ; Collot et al., 1985). Elle se caractérise par une morphologie sinueuse, surélevée dans sa partie centrale au niveau de l'entrée en subduction de la ride D'Entrecasteaux (Fig. I.31). La profondeur moyenne de la fosse est de 6000 m dans les parties nord et sud, mais peut atteindre localement les 7000 m. Au niveau de la collision de la ride D'Entrecasteaux, la fosse se trouve décalée vers l'ouest de ~ 35 km, se trouve marquée d'une topographie du fond marin irrégulière et se singularise par une bathymétrie plus faible comprise entre 5000 et 3000 m (Collot et al., 1985). Plus au sud, la zone de collision avec la ride des Loyauté est caractérisée par un rétrécissement de la fosse entre 21,5 et 22,2°S et son recul d'une vingtaine de kilomètres par rapport à son tracé supposé.

V. Le panneau plongeant

La lithosphère plongeant en profondeur dans le manteau, peut être identifiée grâce aux séismes se produisant en son sein (plan de Wadatti/Benioff). Des séismes de plus en plus profonds vers l'est sont enregistrés sous cette marge, et témoignent du plongement de la plaque australienne (Pascal et al., 1978). Ils sont généralement attribués aux changements de phase minéralogique au cours de la déshydratation de la lithosphère plongeante. Pascal et al. (1978) identifient une zone sismogène étroite d'une vingtaine de kilomètres d'épaisseur au niveau des séismes dit « intermédiaires », présentant un angle de pendage élevé autour des 70° (Fig. I.33). L'étude récente de Syracuse et Abers (2006) rapporte les profondeurs du toit de la lithosphère plongeante sous l'arc actif entre 150 et 200 km au Nord d'Efate, entre 130 et 200 km sous le segment Erromango-Anatom et entre 50 et 90 km sous le segment Matthew et Hunter.

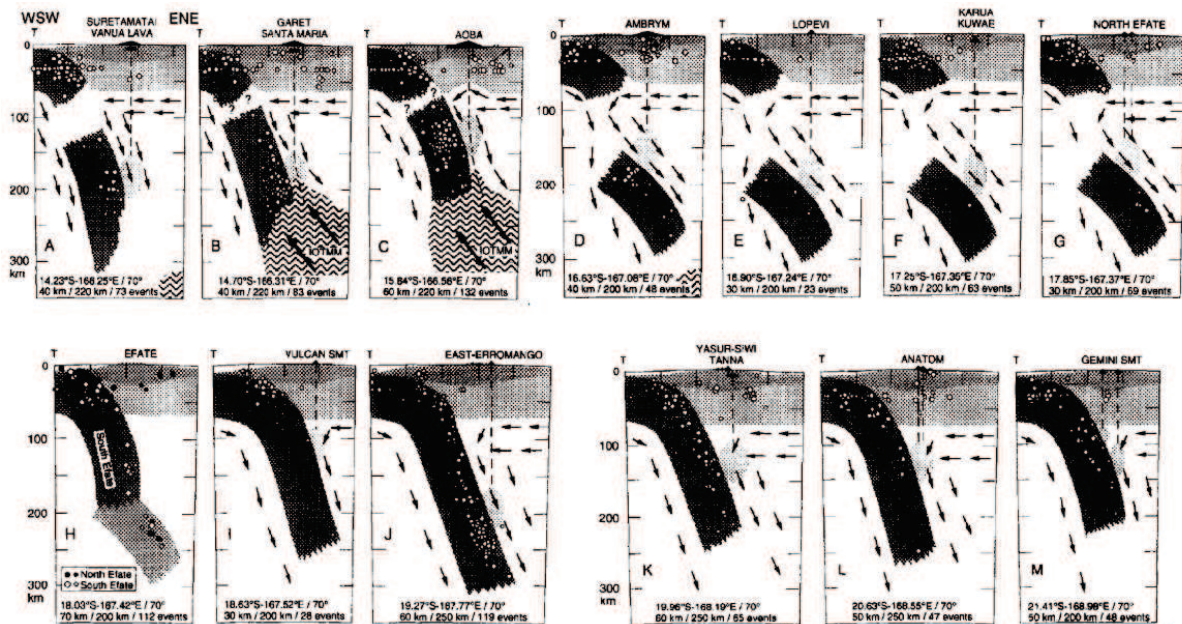


Figure I.33 : Section transverse à l'arc, montrant la sismicité sous chaque volcan, et l'interprétation sur la localisation du panneau plongeant (Monzier et al., 1997).

La distribution de la sismicité de la lithosphère australienne aux profondeurs intermédiaires est irrégulière et caractérisée par la présence de deux zones asismiques sous les segments Vot Tande-Vanua Lava et sous Ambrym-Efate entre 80 et 150 km de profondeur (Pascal et al., 1978 ; Marthelot et al., 1985 ; Louat et al., 1988 ; Monzier et al., 1997).

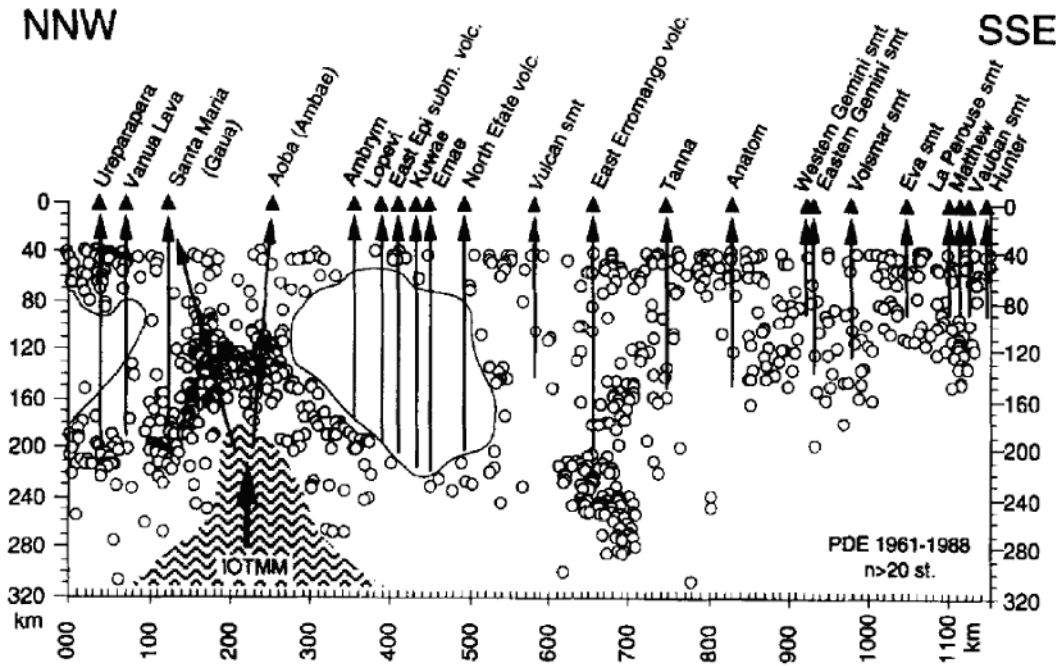


Figure I.34 : Projection des séismes enregistrés au Vanuatu (1961-1988) le long de l'axe volcanique (Monzier et al., 1997).

L'interprétation de cette anomalie reste très débattue. Marthelot et al. (1985) remarquent que la région asismique sous le segment Ambrym-Efate (Fig. I.34) correspond également à une zone de faibles vitesses des ondes sismiques S. A partir de ces observations, Prévot et al. (1991) proposent que ces caractéristiques soient liées à une anomalie thermique d'au moins 750°C, venant altérer les propriétés physiques du panneau plongeant. Châtelain et al. (1992) remarquent que les îles à l'aplomb de ce segment présentent des signes de fort soulèvement au cours du dernier million d'années. Prévot et al. (1994) identifient une double zone sismique à plus faible profondeur, tandis que Châtelain et al. (1993) observent la présence de 3 zones sismogènes isolées et localisées en dessous de cette zone (deux zones autour de 200-300 km et un nuage sismique profond autour de 550-650 km situé sous le bassin Nord Fidjien). Ces trois arguments conduisent ces auteurs à proposer qu'une partie de la lithosphère australienne plongeante se soit détachée il y a environ 1 Ma (Fig. I. 35). Cependant la provenance du panneau de lithosphère profond sous le bassin Nord Fidjien est très débattue. Elle pourrait également provenir de la lithosphère pacifique qui subductait plus au Nord au niveau de la fosse du Vitiaz (Isacks et al., 1977). D'autre part la trace des séismes sous les îles de Santa Maria et Aoba semble former une sorte d'arche (Fig. I.34) qui pourrait être la signature d'une remontée asthénosphérique sous ces deux îles (Monzier et al., 1997).

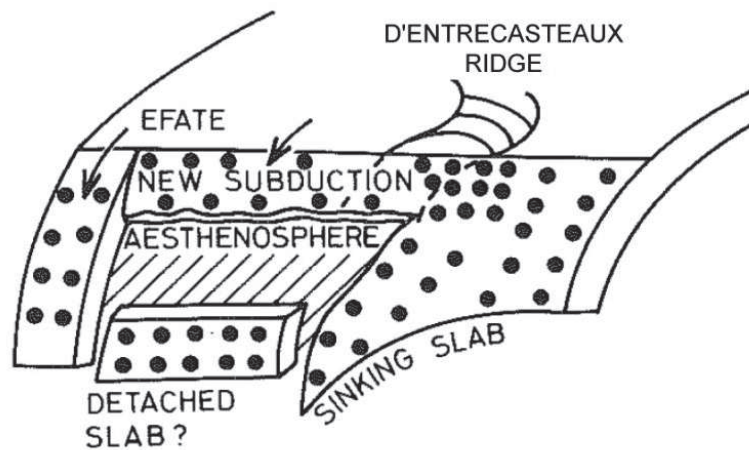


Figure I.35 : Schéma 3D représentant la rupture éventuelle du panneau plongeant au niveau de la zone de collision/subduction de la ride D'Entrecasteaux (Louat et al., 1988).

Enfin un changement remarquable de la morphologie du panneau plongeant s'effectue au sud d'Anatom autour de 21°S par un raccourcissement sur une courte distance du panneau plongeant passant de 300 à 200 km de profondeur. La raison de cette morphologie reste en discussion. Louat et al. (1988) interprètent ce changement comme la propagation de l'arc vers le sud, passant progressivement à un régime transformant, tandis que Monzier (1993) l'attribue à la subduction /collision de la ride des Loyauté un plus au sud. L'étude récente menée par Lister et al. (2012) suggère qu'un déchirement sub-vertical du panneau plongeant au cours de son retrait aurait conduit à la forme incurvée de la marge au niveau de cette zone (Fig. I.36).

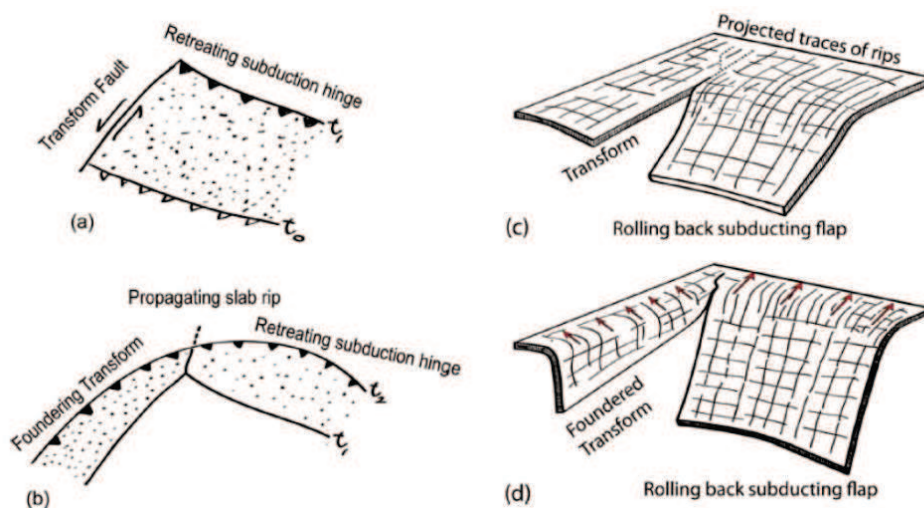


Figure I.36 : Schéma interprétatif de l'évolution géodynamique de l'extrémité sud de la subduction du Vanuatu (Lister et al., 2012).

VI. Effets tectoniques et cinématiques des collisions

VI.1. Subduction/collision de la ride D'Entrecasteaux et du plateau Nord Torrès

Les diverses études géologiques, tectoniques, cinématiques, géochimiques du segment central attribue les perturbations de la morphologie, de la sismicité, et du volcanisme aux effets de la collision de la ride D'Entrecasteaux et du plateau Ouest Torrès (Gorton, 1977 ; Collot et al., 1985 ; Greene et al., 1988 ; Louat et al., 1988 ; Taylor, 1992 ; Greene et al., 1994 ; Taylor et al., 1995 ; Monzier et al., 1997 ; Meffre et Crawford, 2001 ; Calmant et al., 2003 ; Taylor et al., 2005) et que ceux –ci dépasseraient largement la zone d'impact (Louat et Pelletier, 1989). Les effets les plus marquants à l'échelle de l'arc sont : un fort ralentissement de la convergence atteignant les 3-4 cm/a (Calmant et al., 2003) ; la remontée de la fosse de subduction et la formation d'un prisme d'accrétion (Collot et al., 1994) ; l'édification de volcans relativement volumineux (MacFarlane et al., 1988) le long de fractures transverses (Greene et al., 1988) la surrection rapide (3-8 mm/a) des îles de la chaîne (avant-arc) de l'ouest à l'Holocène: (Taylor, 1992 ; Cabioch et al., 2003 ; Taylor et al., 2005)) et de la chaîne (arrière arc) de l'est (0,5 mm/a : (Taylor, 1992)) ; la subsidence des îles de la chaîne centrale et des bassins intra-arc (Taylor et al., 1987 ; Meffre et Crawford, 2001), le déplacement vers l'est de l'arc du Vanuatu (Louat et al., 1988) de l'ordre de 5,5 cm/a (Calmant et al., 2003), le chevauchement de la chaîne de l'est sur le bassin Nord Fidjien (Collot et al., 1985 ; Taylor et al., 1995) se propageant jusque sous l'île d'Ambrym (Lagabrielle et al., 2003 ; Regnier et al., 2003), ainsi que la modification du plan de Wadati-Benioff (Louat et al., 1988).

L'obliquité de la ride D'Entrecasteaux par rapport à la direction de la convergence entraîne la migration progressive de la zone de collision vers le nord avec des vitesses comprises entre 2 et 4 cm/a (Taylor et al., 1994a). Sur la base de ces taux de migration, de la morphologie de la marge et de la datation du changement de chimie des laves enregistré dans le bassin Nord Aoba, Greene et Collot, (1994) proposent que la collision de la ride D'Entrecasteaux ait débuté entre 1,5 et 3 Ma au niveau de la latitude d'Epi, puis se soit propagée au niveau de Espiritu Santo entre 1,9 et 1,5 Ma. Cependant Meffre et Crawford (2001) suggèrent que la ré-équilibration de l'arc après le passage de la ride puisse masquer les preuves de collision antérieures à 3 Ma dans la partie sud de l'arc.

L'initiation de la subduction du plateau Ouest Torrès est relativement peu contrainte. Meffre et Crawford (2001) proposent un âge de collision assez jeune, autour de 0,7 Ma. Ces mêmes auteurs suggèrent que la collision du plateau participe au fort ralentissement de la convergence au niveau du segment central, mais également au niveau du segment nord.

VI.2. Subduction/collision de la ride des Loyauté

Cette zone a fait l'objet d'une levée bathymétrique et de 4 plongées en submersible (Nautile) dans le cadre du programme EVA. La zone d'affrontement située entre 21,5°S et 22,2°S se caractérise en sub-surface par : (1) un rétrécissement de la fosse de subduction ainsi que son recul d'une vingtaine de km, par un effondrement de la ride à l'approche de la fosse (failles normales amenant des calcaires récifaux à plus de 4000 m de profondeur), (2) par un bloc accréte de 50 km de long, (3) par la surrection du mur interne de la fosse, (4) des plis et des chevauchements à vergence S-O sur la base du mur externe et de nombreux accidents décrochants senestres de direction E-O affectant le fond de la fosse (Monzier, 1993). La collision de la ride des Loyauté semble également responsable du chimisme particulier de la ride de Hunter, avec l'émission d'andésites magnésiennes et de boninites (Monzier et al., 1993 ; Sigurdsson et al., 1993), ainsi que de la virgation des fossés de Coriolis (Fig. I.21) et la faible longueur du plan de Wadati-Benioff enregistrées au sud d'Anatom (Louat et al., 1988). Les décrochements E-O senestres identifiés autour de 22°S se poursuivent jusqu'à la zone arrière-arc, suggérant la mise en place potentielle d'une nouvelle limite de plaque à travers l'arc du Vanuatu (Monzier et al., 1993) (Fig. I.37). Cependant la localisation précise de cette limite n'est pas connue, et permet de nombreuses spéculations quant à sa géométrie et son extension, en particulier au niveau de sa jonction avec les axes d'expansion de la partie méridionale du bassin Nord Fidjien (Louat et Pelletier, 1989 ; Monzier et al., 1993 ; Lister et al., 2012).

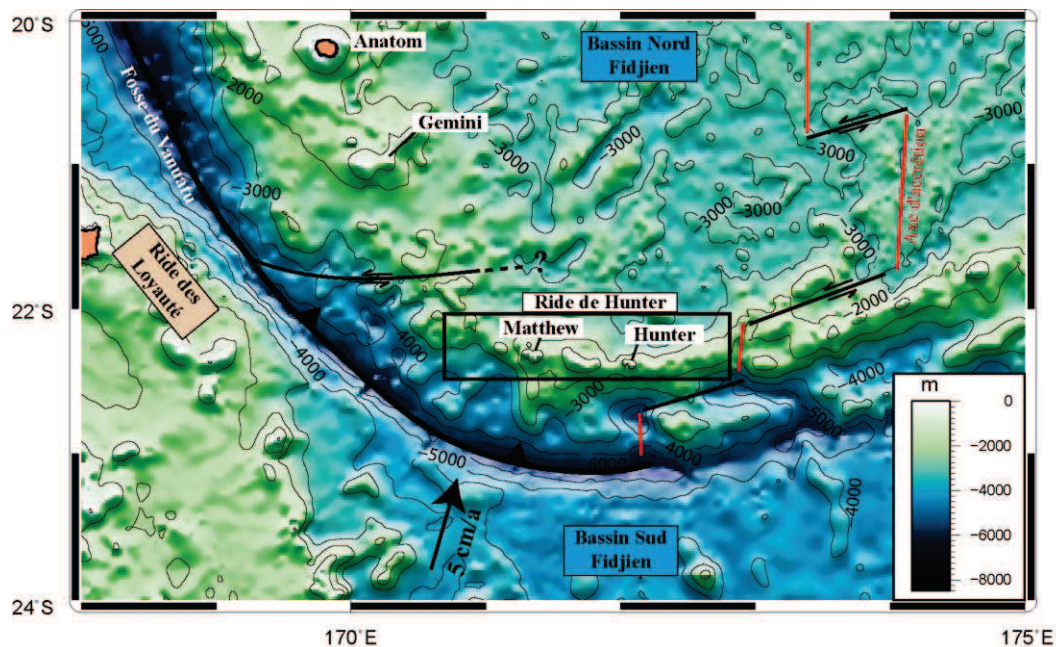


Figure I.37 : Carte bathymétrique de la terminaison sud de la subduction du Vanuatu (données NOAA). Les axes d'accrétions sont en rouge et les failles transformantes en noir (Maillet et al., 1989). La direction de la convergence est indiquée par la flèche noire (Calmant et al., 2003). La ligne en pointillés et le « ? » montrent l'incertitude sur la localisation précise du prolongement de la faille, et de la mise en place d'une nouvelle limite de plaque.

La subduction de la ride des Loyauté aurait débuté il y a au moins 0,3 Ma vers 22°S, au vu des vitesses de convergence actuelles ainsi que de la morphologie de la ride et celle de la fosse (Monzier et al., 1993). La direction de convergence entre la plaque australienne et l'arc du Vanuatu, déduite des mécanismes focaux en chevauchement, varie considérablement sur une faible distance : elle est perpendiculaire à la fosse entre 20°S et 22°S (N53°E) puis devient oblique (N17°E) entre 22° S et 23°S (Fig. I.27). Monzier (1993) propose que la collision de la ride ait provoqué l'arrêt de la convergence oblique sous la terminaison arquée de l'arc volcanique. L'accident E-O accommode désormais le mouvement, tandis qu'une subduction résiduelle du bassin Sud Fidjien subsiste au sud de la collision. La micro-plaque de Matthew-Hunter semble fortement couplée à la plaque australienne. Elle migre désormais rapidement vers l'est tout en se déformant (Fig. I.38b).

VI.3. Cinématique de l'arc

L'étude de la cinématique de l'archipel par géodésie de part et d'autre de la fosse de subduction (Taylor et al., 1995 ; Calmant et al., 2003) a permis de préciser les mouvements relatifs de l'arc du Vanuatu par rapport à la plaque Australienne et au bassin Nord Fidjien.

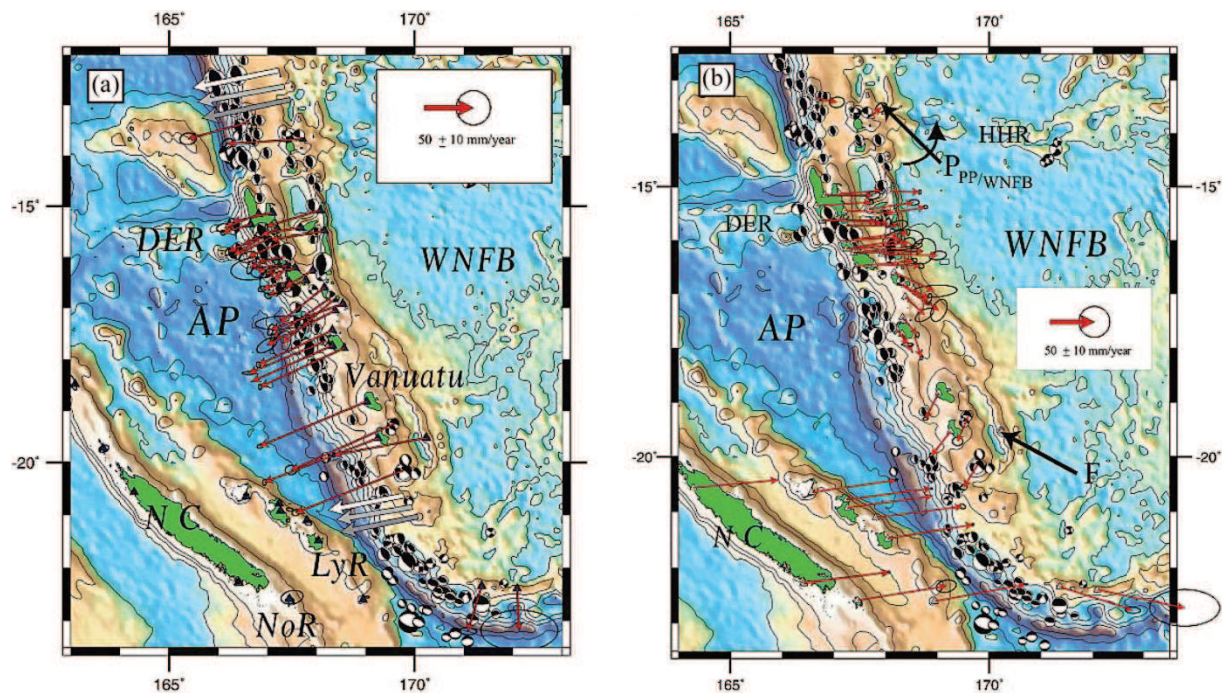


Figure I.38 : Cartes représentant les vecteurs de vitesse (GPS) de l'arc (a) en considérant la plaque australienne fixe, (b) en considérant l'ouest du bassin Nord Fidjien fixe (Calmant et al., 2003).

Les vecteurs de convergence obtenus sont globalement perpendiculaires à la fosse (Fig. I.39). En revanche, les taux de convergence présentent de grandes variations le long de l'arc et ne peuvent pas être expliqués par le mouvement général des plaques Australie et Pacifique.

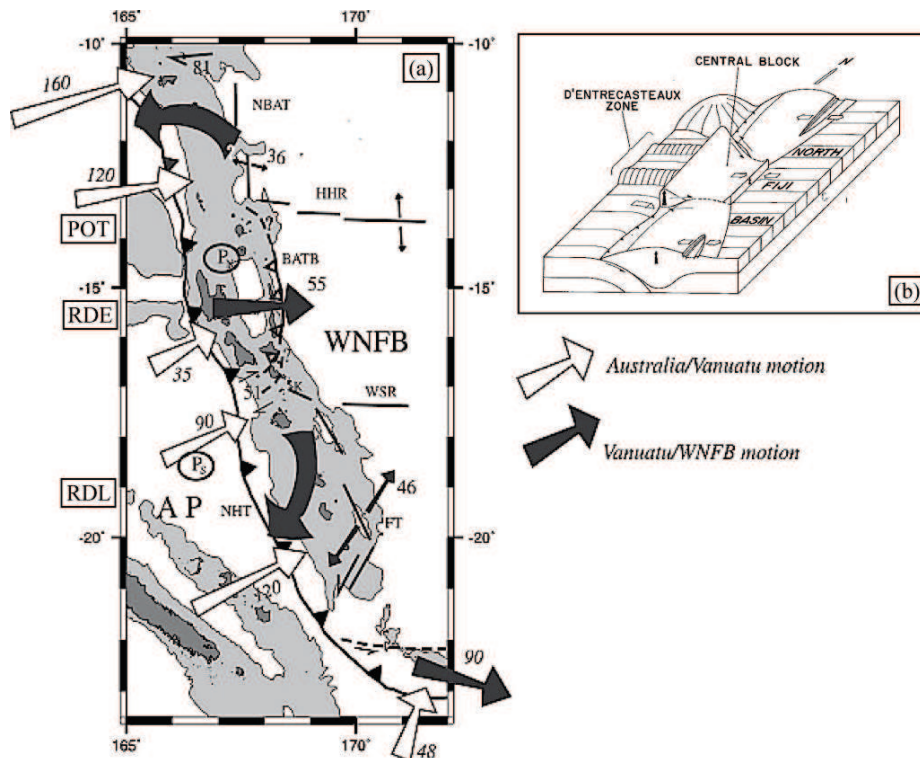


Figure I.39 : (a) Carte représentant le contexte tectonique dérivé de l'étude de Calmant et al. (2003). Les vitesses sont en mm/a. (b) Schéma 3D représentant le contexte tectonique de l'arc du Vanuatu (Collot et al., 1985).

Ces nouvelles données permettent d'identifier 4 segments distincts, correspondant à ceux déjà établis par les variations de morphologie de la marge (cf. §III.2.4). Calmant et al. (2003) mettent en évidence un fort ralentissement (3 à 4 cm/a) de la convergence en face de la collision de la ride D'Entrecasteaux, ainsi qu'un fort déplacement vers l'est du segment central du Vanuatu à la vitesse de 5,5 cm/a (Fig. I.38), qui vient chevaucher la partie ouest du bassin Nord Fidjien (Fig. I.26b). Relativement au bassin Nord Fidjien, les segments nord et sud pivotent de façon opposée, dans le sens horaire au sud et antihoraire au nord, entraînant les mouvements extensifs observés au niveau des fossés arrière-arc adjacents (Fig. I.39).

La direction de la convergence au niveau de la zone de collision de la ride des Loyauté est divisée entre une composante normale (~ 5 cm/a) au front de la collision et d'une composante parallèle à la fosse au SE (~ 9 cm/a), probablement accommodée par la fracture transformante en arrière de l'arc. L'origine précise du déplacement rapide vers l'est de la ride de Hunter n'est pas bien contrainte et est généralement attribuée soit à l'obliquité de la convergence ou soit à l'effet de la collision.

VII. En résumé

L'archipel du Vanuatu s'édifie au cœur de la région du Sud-Ouest Pacifique. Cette région est marquée par l'affrontement entre les plaques australienne et pacifique et se caractérise principalement depuis 120 Ma par l'évolution successive de nombreuses zones de subduction. Cette zone, qui s'étend du craton australien jusqu'à l'océan Pacifique, est constituée de bassins, de rides « continentales », de rides d'arcs volcaniques, de volcans intraplaques et de plateaux océaniques.

La convergence actuelle entre ses deux plaques se caractérise par une grande zone de déformation de plus de 1000 km de long et s'exprime par deux zones subductions de sens opposée : Nouvelle Bretagne - Salomon - Vanuatu à l'ouest et Tonga - Kermadec à l'est, entre lesquelles s'ouvrent des bassins arrière-arc : le bassin Nord Fidjien en arrière du Vanuatu et le bassin de Lau en arrière des Tonga. Les deux zones de subduction sont relayées par de grandes zones de fracture qui accommodent la déformation.

L'arc volcanique actif du Vanuatu est un archipel d'îles et de monts sous-marins long de 1200 km qui résulte de la subduction rapide de la plaque australienne sous le bassin Nord Fidjien depuis environ 6 Ma. Le panneau plongeant est imagé jusqu'à 350 km de profondeur, et se caractérise par une forte inclinaison d'environ 70°. Cette zone de subduction est marquée dans la bathymétrie par une fosse (~ 6000 m de profondeur), formant une virgation dans sa partie méridionale et qui recule progressivement vers le sud-ouest. Une forte hétérogénéité des vitesses de subduction est enregistrée tout le long de la marge, allant de 12 cm/a, jusqu'à des vitesses très lentes de 3,5 cm/a, mesurées au niveau de la subduction/collision de la ride D'Entrecasteaux.

L'arc actif du Vanuatu peut être globalement divisé en quatre segments (nord, central, sud et extrême sud) qui se déplacent de façon différente et caractérisés par des morphologies distinctes. Cette segmentation de l'arc coïncide avec les différentes structures (en rides, plateaux et bassins) de la plaque australienne qui entrent en subduction.

***Chapitre II - Méthodologie et techniques
analytiques***

I. Echantillonnage et préparation des roches pour l'analyse	69
I.1. Echantillonnage	69
I.2. Sélection des échantillons	69
I.3. Préparation des échantillons	70
II. Géochimie élémentaire	71
II.1. Les éléments majeurs.....	71
II.1.1. Analyses en roche totale	71
II.1.2. Analyses in situ sur minéral	71
II.2. Les éléments traces.....	72
II.2.1. Protocole chimique issu de l'étude de Barrat et al. (1996)	72
II.2.2. Protocole chimique issu de l'étude de Chauvel et al. (2011)	73
II.2.3. Comparaison des protocoles	73
II.2.4. Analyses par HR-ICP-MS des concentrations en éléments en traces	75
III. Géochimie isotopique	79
III.1. Protocoles chimiques de purification élémentaire.....	81
III.1.1. 1 ^{ère} Purification : séparation du plomb par résine anionique.....	81
III.1.2. 2 ^{ème} Purification : séparation des HFSE, du Sr et des terres rares par résine cationique ...	81
III.1.3. 3 ^{ème} Purification : séparation du néodyme par résine LN	82
III.1.4 4 ^{ème} Purification : séparation de l'hafnium par résine LN	82
III.1.5 Blancs de chimie totale et rendements	82
III.2. Analyses isotopiques par spectrométrie de masse	84
III.2.1. Principe de la spectrométrie de masse	84
III.2.2. Analyses isotopiques du Sr et du Nd sur TI-MS	84
III.2.3. Analyses isotopiques du Pb et de l'Hf sur MC-ICP-MS	88
III.2.4. Validation des données isotopiques.....	93

I. Echantillonnage et préparation des roches pour l'analyse

I.1. Echantillonnage

Les échantillons volcaniques étudiés au cours de ces travaux de thèse proviennent de plusieurs missions effectuées sur les différentes îles du Vanuatu au cours de ces 30 dernières années par les équipes de l'IRD (ex ORSTOM), ainsi que d'un échantillonnage récent effectué en 2008 et 2009 par Gilles Chazot, Hervé Bertrand et moi même (Voir Chapitre 3, Fig. III.1).

La plus ancienne mission a permis l'échantillonnage des îlots volcaniques de Matthew et Hunter en 1978 par une équipe de l'IRD. Des échantillons volcaniques des monts sous-marins de l'extrémité sud du Vanuatu ont été prélevés par dragage lors des campagnes en mer VOLSMAR et GEMINI à bord du N/O ALIS de l'IRD. L'échantillonnage par des prélèvements à terre des îles de Matthew et Hunter ont également été complété au cours de ces deux campagnes. Les missions de terrain AMBRYM et VOLVAN effectuées en 1990 (Ambrym) et en 1992 (Gaua) ont permis d'échantillonner les différents types de roches (coulées de lave, pyroclastites) provenant des différents massifs volcaniques de ces îles. Nous avons réalisé un complément d'échantillonnage des îles de Paama, Lopevi et Tanna. Une végétation luxuriante recouvre l'ensemble des îles du Vanuatu. Les affleurements rocheux sont donc principalement localisés en bord de mer, à la faveur des cascades, ou encore dans les zones de volcanisme actif. Notre échantillonnage a été réalisé sur les parties fraîches des coulées de laves (prélevées à la masse), sur les bombes volcaniques fraîchement émises, les blocs de lave au pied des cascades et parfois dans le cas de l'île déserte du Lopevi, sur des galets récoltés sur les plages au pied des ravines. Des cartes montrant la position des échantillons de cette étude sont disponibles dans les chapitres III, IV et V, ainsi qu'en annexe.

I.2. Sélection des échantillons

L'archipel actif du Vanuatu consiste en 80 îles et îlots répartis sur plus de 1200 km le long de la marge. L'objectif de cette étude était de couvrir l'ensemble des variations géochimiques connues des laves de l'archipel à partir des échantillons disponibles. Une première sélection géographique et géochimique a donc été réalisée. Douze édifices volcaniques représentatifs de l'ensemble des variations géochimiques connues de l'arc et répartis en face des différentes structures (en rides et bassins) de la plaque Australienne ont été choisis. Du Nord au Sud, les volcans de Gaua, Ambrym, Paama, Lopevi, Tanna, Gemini, Volsmar, La Pérouse, Gilbert, Matthew, Vauban et Hunter ont ainsi été sélectionnés. A l'échelle des stratovolcans de Gaua, Ambrym, Lopevi et Tanna, des échantillons appartenant aux différentes unités volcaniques connues ont été intégrés à cette étude.

Tous les échantillons récoltés au cours des deux dernières missions de 2008 et 2009 ont été analysés en éléments majeurs et en éléments traces. Des lames minces de ces échantillons ont été préparées pour une observation minéralogique microscopique, ainsi qu'une étude minéralogique par microsonde électronique. Les échantillons de laves provenant des missions de terrain de l'IRD, ainsi que les poudres correspondantes, nous ont été transmises par Claude Robin. Ces échantillons avaient déjà été analysés en éléments majeurs, et des analyses sur quelques éléments traces avaient été effectuées selon les protocoles décrits par Monzier et al. (1993), Picard et al. (1995), et Robin et al. (1995). Des minéraux de ces échantillons avaient également fait l'objet d'une analyse par microsonde électronique sur lame mince. Une seconde sélection géochimique a ainsi été effectuée sur la base des concentrations élémentaires disponibles, afin de réaliser une étude isotopique des échantillons choisis, ainsi qu'une nouvelle analyse des teneurs en éléments traces pour les échantillons de l'IRD. Les échantillons les plus primaires (forte teneur en MgO) ont dans un premier temps été retenus afin de caractériser la source des magmas, puis des échantillons plus évolués ont été sélectionnés afin de contraindre les processus de différenciation des magmas. Les échantillons présentent pour la majorité des faibles états d'altération, avec des faibles valeurs de perte au feu ($< 1\%$).

I.3. Préparation des échantillons

Les échantillons fournis par Claude Robin avaient déjà été préparés (lame mince et poudre d'échantillon) et ont été utilisés en l'état. Les échantillons prélevés lors des missions de 2008 et 2009 ont du être préparés pour les différentes analyses au Laboratoire Domaines Océaniques (LDO, Plouzané) selon la méthode décrite ci-dessous.

Pour l'étude minéralogique, des lames minces de 30 μm ont été confectionnées permettant ainsi l'analyse microscopique. Pour les analyses géochimiques, nous avons choisi de réaliser les mesures de concentrations élémentaires et de rapports isotopiques sur poudre, provenant du broyage des échantillons de roches dans leur globalité. Celui-ci a été réalisé en limitant autant que possible les risques de pollution. La plupart de nos échantillons ne présentaient pas de traces d'altération (minéraux pas ou peu altérés), ni de vacuoles remplies de minéraux secondaires, tel que de la calcite.

Une partie des roches a tout d'abord été coupée à la scie circulaire diamantée en petits cubes (1 à 2 cm^3) en prenant soin de retirer les dernières traces de patine. Ensuite les cubes de roches ont été concassés au moyen d'un broyeur à mâchoires en acier inoxydable. Les granulés ont été pré-broyés au mortier d'Abich en acier inoxydable, puis finalement pulvérisés dans un broyeur à billes d'agate pour obtenir une fine poudre homogène. La contamination en silice par l'agate reste négligeable aux vues des concentrations en silice des roches broyées. La contamination en plomb lors du sciage des roches est possible, dans le cas où la roche entrerait en contact avec la partie en acier de la scie. Néanmoins nous avons fait le choix de ne pas retirer les granulés présentant des traces de scie considérant la contamination négligeable aux vues des concentrations élevées en plomb des échantillons (quelques ppm). Chaque partie du broyeur à mâchoire et du mortier d'Abich a été nettoyée entre chaque

échantillon à l'air comprimé, puis à la brosse métallique pour décrocher les derniers grains et enfin avec un chiffon imbibé d'alcool. Un broyage avec de la poudre de quartz a été effectué avec les broyeurs en agate préalablement à celui des échantillons afin d'éviter tout effet mémoire avec de précédents échantillons. Les bols et les billes en agate ont été nettoyés à l'eau ultra-pure et à l'alcool entre chaque échantillon pour éviter toute contamination croisée.

II. Géochimie élémentaire

II.1. Les éléments majeurs

II.1.1. Analyses en roche totale

Les éléments majeurs et quelques éléments en trace, notamment quelques éléments transitionnels, ont été mesurés par spectrométrie à Fluorescence X (XRF : X-Ray Fluorescence spectrometry) sur un PHILIPS PW 1404 (Laboratoire de Géologie de Lyon). C'est une méthode d'analyse élémentaire quantitative qui consiste à bombarder un échantillon avec des rayons X puis à analyser les photons X secondaires émis en retour. Les éléments majeurs ont été analysés sur perle de verre. Cette technique consiste à mélanger 1 g d'échantillon à un fondant constitué de métaborate de lithium, puis à le porter à fusion complète à 1000°C. Le mélange est ensuite refroidi pour former un verre qui est utilisé pour les mesures de concentration. Les analyses ont été réalisées avec un faisceau de 50mA et le standard international RGM1 a été utilisé pour les calibrations de l'instrument. La précision pour les éléments majeurs avec cette méthode, exprimée en % RSD (Relative Standard Deviation) est de l'ordre de 1 % pour SiO₂ et 2 % pour les autres oxydes, à l'exception des faibles concentrations (< 0,5 %), où l'écart type est de l'ordre de 0,01.

La perte au feu permet de mesurer la perte de masse d'un échantillon lors de sa calcination à 1050°C. Elle correspond à la perte des éléments volatils, principalement de l'eau, et éventuellement des phases d'altération. Environ 500 mg de poudre de roche ont été ainsi placés dans un creuset en céramique et portés à température pendant 30 min. Puis l'échantillon calciné a été de nouveau pesé pour mesurer le LOI (Loss On Ignition) par bilan de masse :

$$\text{LOI} = (\text{masse}_{\text{calcinée}} / \text{masse}_{\text{initiale}}) * 100$$

II.1.2. Analyses *in situ* sur minéral

Les lames minces ont été métallisées au graphite avant l'analyse minéralogique à la microsonde électronique (microsonde de Castaing) Cameca SX 100 (Centre Microsonde Ouest, Plouzané). C'est une méthode d'analyse élémentaire quantitative *in situ* qui consiste à bombarder un échantillon avec des électrons puis à analyser le spectre des rayons X émis en retour. Les minéraux (phénocristaux et microlites) ont été analysés avec un faisceau focalisé de 10 nA avec des temps de

comptage compris entre 10 et 30 s suivant les éléments. Ces temps de comptage ont été choisis pour obtenir une erreur statistique sur la mesure inférieure à 5 %.

II.2. Les éléments traces

L'analyse des éléments traces a été réalisée par HR-ICP-MS (High Resolution - Inductively Coupled Plasma - Mass Spectrometer) et nécessite d'introduire l'échantillon sous forme liquide. Il est donc nécessaire de mettre en solution les échantillons par une attaque acide à l'acide fluorhydrique (HF) et ensuite de les diluer de façon adéquate afin de ne pas introduire une solution trop concentrée dans l'instrument, mais suffisamment concentrée pour être au dessus des seuils de détection. Deux protocoles différents ont été utilisés pour la mesure des échantillons du Vanuatu (Fig. II.1). Le premier a été celui décrit par Barrat et al. (1996) et n'a été utilisé que pour une seule série d'échantillons. Cette méthode a l'avantage de doser très précisément les concentrations en terres rares et nécessite l'utilisation d'un spike au thulium. Le second a été celui décrit par Chauvel et al. (2011). Cette méthode requiert un spike multi-élémentaire de ^9Be , ^{115}In , ^{169}Tm , et ^{209}Bi afin de mesurer précisément les concentrations élémentaires.

Toutes les étapes du protocole ont été réalisées dans une salle blanche de classe 10000 (LDO, Plouzané). Les étapes d'introduction d'acide sont effectuées sous sorbonne et les étapes d'évaporation sont réalisées sur des plaques chauffantes placées dans des boîtes ventilées de classe 100 de façon à réduire au maximum le risque de contamination.

II.2.1. Protocole chimique issu de l'étude de Barrat et al. (1996)

Pour chaque série (environ 20 échantillons) effectuée, au moins un blanc (absence d'échantillon, seul les acides sont introduits dans le bécher) et des standards de roches internationaux (BIR et BCR2) sont intégrés en tant qu'échantillons. Ils subissent le même protocole que les échantillons afin de valider l'analyse de chaque série sauf pour le blanc qui ne reçoit pas de solution de thulium. Le standard BHVO-2 est également intégré aux séries sans ajout de solution de thulium, afin d'évaluer la dérive instrumentale de l'ICP-MS au cours du temps. Une attaque acide sur 100 mg de poudre d'échantillon environ, pesés précisément dans des béchers Savillex® en téflon, est effectuée avec 3 mL d'un mélange d'acide concentré HF:HNO₃ (2:1), pendant 48 h à 100°C. L'acide fluorhydrique permet de briser le réseau silicaté des roches et de mettre ainsi les ions libérés en solution, tandis que l'acide nitrique agit comme un puissant oxydant. Les échantillons sont ensuite évaporés à sec, repris avec 1 mL de 14M HNO₃, de nouveau évaporés et repris une dernière fois avec 36mL de 3M HCl pour former la solution mère. Celle-ci est relativement stable dans le temps et peut être utilisée jusqu'à plusieurs semaines après sa préparation. Il convient désormais de fabriquer la solution fille juste avant l'analyse au spectromètre de masse. Un millilitre de solution mère est prélevée et pesée, puis 70 µL d'une solution enrichie en thulium à 77,9 ppb sont ajoutés. La solution

de thulium est également pesée par bilan de masse et sert d'étalon interne pour recalculer les concentrations élémentaires mesurées par l'ICP-MS. Les échantillons sont évaporés puis le résidu sec est repris avec 6 gouttes d' HNO_3 concentré à 130°C jusqu'à ce qu'il soit totalement en solution. Enfin 14 mL d'eau sont ajoutés pour former la solution fille. Elle est désormais assez diluée pour pouvoir être analysée au spectromètre de masse.

II.2.2. Protocole chimique issu de l'étude de Chauvel et al. (2011)

Cette méthode utilise une solution de spike multi-élémentaire (Be, In, Tm, Bi) pour contrôler la dérive instrumentale et permettre le calcul des concentrations élémentaires. Pour chaque série (environ 20 échantillons), au moins un blanc et des standards internationaux (BCR-2, BE-N, et JB2) sont intégrés en tant qu'échantillons afin de valider l'analyse de chaque série. Ils ont subi le même protocole que les échantillons, excepté le blanc, qui n'a pas reçu de solution de spike. Le standard BHVO-2 est également intégré à la série et est utilisé comme étalon externe. Une centaine de milligrammes de poudre sont prélevés et pesés de façon précise. Les échantillons sont ensuite mis en solution dans des béchers Savillex® en téflon avec un mélange d'acide fluorhydrique et d'acide nitrique concentré pendant 3 jours sur une plaque chauffée à 80°C . La solution d'attaque est ensuite évaporée à sec puis reprise avec 3 mL d' HNO_3 concentré afin d'éliminer toute trace d' HF , puis de nouveau évaporée. Le résidu sec est alors dissous dans 40 mL de 7M HNO_3 , pour former la "solution mère". Un aliquot de 8 g de solution mère, correspondant environ à 20 mg de l'échantillon initial, est prélevé et pesé. Puis 150 μL de spike (^9Be , ^{115}In , ^{169}Tm , et ^{209}Bi) sont ajoutés et pesés. Cette solution est évaporée à sec puis reprise avec environ 40 mL d'une solution de HNO_3 2,5 % et de HF dilué (20 gouttes de HF concentré par litre) pour former la "solution fille". Le facteur de dilution de cette solution est d'environ 2000. Elle est désormais prête pour être introduite dans le spectromètre de masse pour l'analyse.

II.2.3. Comparaison des protocoles

Le pourcentage de différence sur les concentrations obtenues sur un même échantillon est en moyenne inférieur à 3 % sur l'ensemble des éléments, à l'exception des HFSE (High Field Strength Elements : Nb, Ta, Zr, Hf) où celui-ci est plus élevé et peut atteindre 20 %. Cette différence peut s'expliquer par la différence de composition de l'acide de reprise des solutions filles. En effet, dans la méthode Chauvel et al. (2011), la solution de reprise contient de l' HF et permet ainsi de stabiliser les HFSE dans la solution. Les concentrations obtenues sur un échantillon dupliqué par la méthode Chauvel et al. (2011) ont donc été préférées au cours de cette étude.

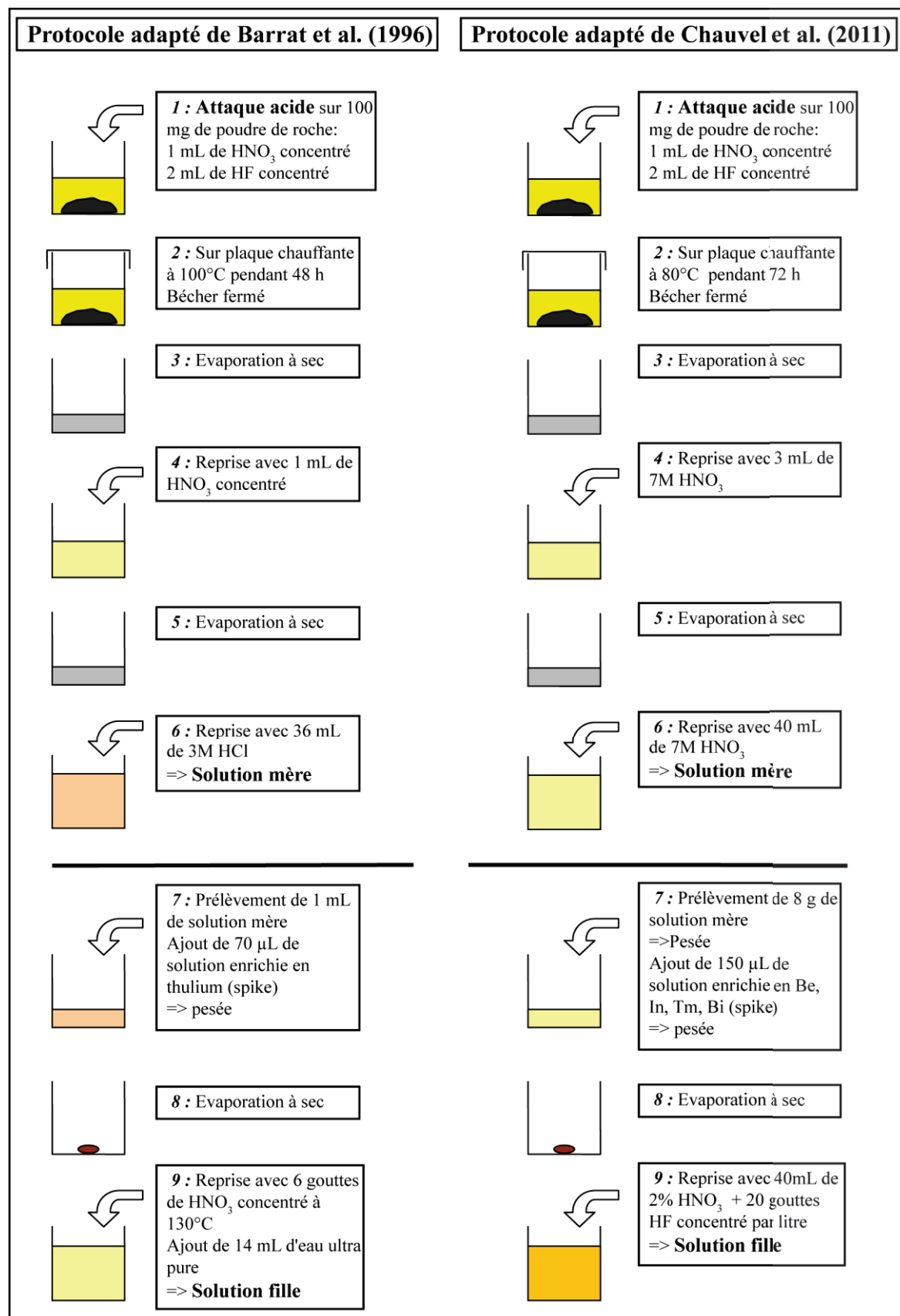


Figure II.1 : Protocole chimique pour les analyses de concentration élémentaire

II.2.4. Analyses par HR-ICP-MS des concentrations en éléments en traces

Les mesures de concentration des éléments en trace ont été réalisées par un Spectromètre de Masse Haute Résolution à source Plasma (HR-ICP-MS) Thermo Fisher Element-II (LDO, Plouzané). C'est un spectromètre à double focalisation en géométrie inversée où le secteur magnétique précède l'analyseur électrostatique (Fig. II.2).

Principe

L'Element-II est un spectromètre de masse équipé d'une source d'ions à torche plasma placée à la pression atmosphérique. L'échantillon en solution est introduit via un cathéter. Il est transféré avec du gaz argon dans une chambre de nébulisation. Un aérosol est produit, les plus grosses gouttes sont condensées sur les parois et seules les gouttes inférieures à la dizaine de microns sont transmises dans le plasma pour permettre une bonne ionisation de l'échantillon. Le plasma d'argon est généré par un arc électrique puis maintenu par un courant alternatif de haute fréquence appliqué au travers d'une bobine. Des températures comprises entre 6000 et 8000°C sont atteintes au centre de la torche et permettent l'ionisation quasi totale des atomes. En périphérie du plasma les températures décroissent jusqu'à des valeurs inférieures à 1000°C. Il se forme des recombinaisons entre l'oxygène, et l'hydrogène avec certains éléments de l'échantillon (Tableau II.1), créant ainsi des molécules chargées (oxydes, hydroxydes...) qui génèrent des interférences isobariques sur certains éléments (exemple du $^{135}\text{Ba}^{16}\text{O}$ interférant avec le ^{151}Eu). Les atomes neutres, les ions et les électrons sont ensuite échantillonnés par le cône « sampler » puis transmis dans le spectromètre de masse au travers du cône « skimmer ». Le faisceau passe ainsi d'un vide primaire au niveau de l'interface (entre les cônes), à un vide secondaire de l'ordre de 10^{-5} mbar. Une lentille d'extraction portée à un potentiel négatif (- 8000 V) extrait les ions positifs et les dirige vers le système de lentilles de transfert qui accélère le faisceau. Le quadripôle focalise alors le faisceau avant qu'il ne soit transmis au niveau du secteur magnétique par une fente en résolution basse, moyenne, ou haute, *i.e.* $R=400$, 4000, 10000. La taille de la fente choisie permet d'augmenter la résolution de la mesure en réduisant physiquement la taille du faisceau. La haute résolution permet ainsi de s'affranchir des interférences isobariques. La séparation du faisceau est ensuite effectuée par un électro-aimant qui dévie les ions en fonction de leur masse. Puis le secteur électrostatique sélectionne les ions en fonction de leur énergie cinétique. Enfin les ions arrivent sur un monocollecteur équipé d'un multiplicateur d'électrons de type SEM (Secondary Electron Multiplier), spécifique à la mesure de faibles signaux. Le système de détection mesure un nombre de coups/s (soit le nombre d'ions qui le percutent) qui est fonction de la concentration de l'élément dans l'échantillon.

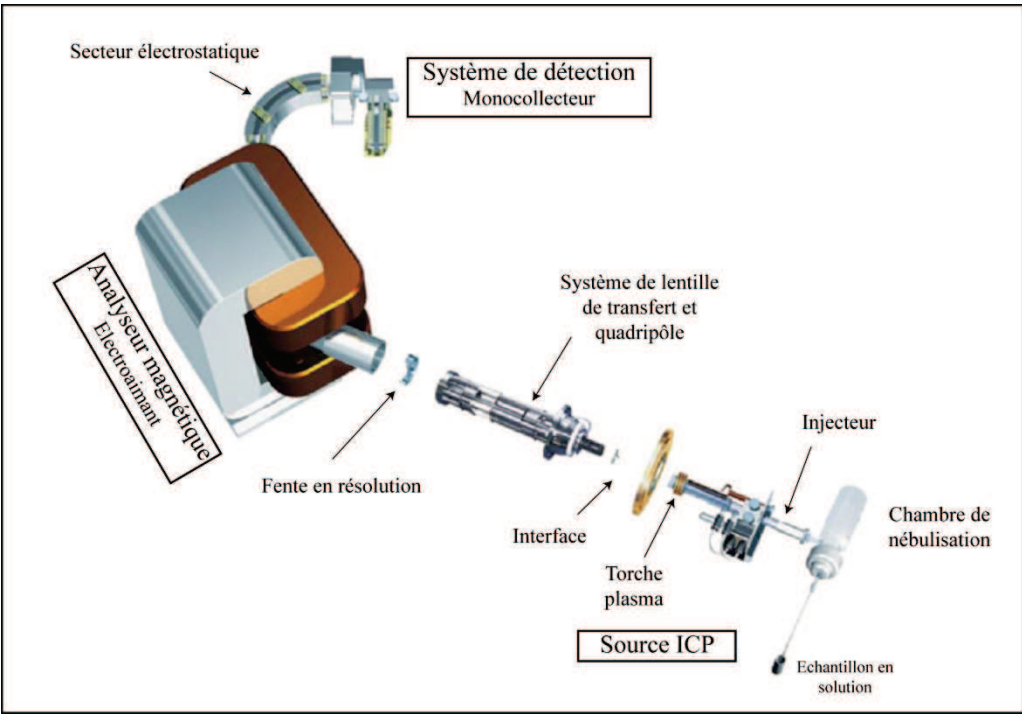


Figure II.2 : Schéma de l'HR-ICP-MS Element II

Conditions de mesure

Avant chaque séquence d'analyse, le spectromètre est réglé de façon à optimiser le signal à partir d'une solution multi-élémentaire. Le réglage de la position du plasma et des flux de gaz permet d'obtenir un maximum d'intensité de signal pour un minimum d'interférences. Une calibration en masse est ensuite effectuée : une valeur précise de champ magnétique est ainsi affectée pour une masse légère (^7Li), une moyenne (^{115}In) et une lourde (^{238}U). L'intensité sur un élément correspond à la moyenne de 3 mesures. L'analyse de l'eau ultra-pure, ainsi que celle de la solution de reprise utilisée pour former la solution fille permet de quantifier le bruit de fond de la machine en début de séquence d'analyse. Entre chaque échantillon, la solution de reprise est introduite afin de « rincer » le système et éviter tout effet mémoire. Le standard BHVO-2 est mesuré tous les 3 à 4 échantillons selon la méthode en tant qu'étalon externe pour contrôler la dérive instrumentale au cours du temps.

Interférences

Lors de l'ionisation de l'échantillon, des oxydes et des hydroxydes se forment. Ces molécules chargées peuvent avoir la même masse qu'un autre élément et donc interférer sur la mesure de celui-ci.

Oxydes/hydroxydes interférents	^{135}BaO	$^{140}\text{CeOH}$	^{141}PrO	^{143}NdO	$^{146}\text{NdOH}$	$^{148}\text{NdOH}$	^{147}SmO	^{149}SmO	^{151}EuO	^{153}EuO	^{157}GdO	^{158}GdO	^{159}TbO
Isotopes interférés	^{151}Eu	^{157}Gd	^{157}Gd	^{159}Tb	^{163}Dy	^{165}Ho	^{163}Dy	^{165}Ho	^{167}Er	^{169}Tm	^{173}Yb	^{174}Yb	^{175}Yb

Tableau II.1 : Principales interférences d'oxydes et hydroxydes

Cette production d'oxydes et d'hydroxydes est quantifiée à partir de mesures de solutions d'éléments purs de concentrations connues de Sm-Tb, Nd-Pr, et de Ba-Ce (avec l'exemple du ^{135}BaO interférant avec le ^{151}Eu) :

$$\tau_{\text{BaO}} = (I^{135}\text{Ba}_{\text{sol}} - I^{135}\text{Ba}_{\text{blanc}}) / (I^{151}\text{BaO}_{\text{sol}} - I^{151}\text{BaO}_{\text{blanc}})$$

avec τ : le taux d'oxydes, *sol*, pour solution.

En faisant l'hypothèse que la production d'oxydes est constante au cours de la séquence d'analyse, la correction sur les intensités mesurées (I_{mes}) des éléments interférés se calcule de la manière suivante :

$$I^{151}\text{Eu} = I^{151}\text{Eu}_{\text{mes}} - [(I^{135}\text{Ba}_{\text{mes}} - I^{135}\text{Ba}_{\text{blanc}}) / \tau_{\text{BaO}}]$$

Contrôle de la dérive instrumentale

La sensibilité d'un spectromètre varie au cours du temps, c'est ce que l'on appelle communément la dérive instrumentale. C'est pourquoi des solutions enrichies en éléments purs, appelées « spike », ont été ajoutées aux solutions filles. Le traitement des données obtenues par le protocole développé par Barrat et al. (2012), utilise le Tm comme étalon interne, et se base sur le principe que les trois terres rares lourdes Er, Tm, et Yb sont fractionnées de façon linéaire au cours des processus magmatiques. Ainsi la concentration en Tm d'un échantillon peut être quantifiée par interpolation des teneurs en Er et en Yb. L'anomalie en Tm devient donc quantifiable et il est alors possible de recalculer la concentration des éléments en trace des échantillons en combinant la mesure régulière de l'étalon externe BHVO-2 de concentration connue, avec la mesure des échantillons « spikés ». Le protocole développé par Chauvel et al., (2011) nécessite l'adjonction d'une solution enrichie en éléments purs de ^9Be , ^{115}In , ^{169}Tm , et ^{209}Bi aux solutions filles. Les concentrations de ces 4 éléments dans le mélange (échantillon + spike) sont connues, si l'on considère que leurs abondances naturelles dans les échantillons sont négligeables en comparaison à la quantité apportée par le spike. Les fluctuations de la réponse de l'appareil lors de la mesure de ces éléments au cours d'une séquence d'analyse traduisent donc la dérive instrumentale. Celle-ci devient alors quantifiable et il est alors possible de la corriger en se basant sur le principe que des masses proches de celles des éléments du spike auront des comportements équivalents. Les intensités (I) corrigées (cor) de la dérive instrumentale sont obtenues par le calcul du facteur de dilution (D) du spike dans chacun des échantillons, qui est normalisé à celui de l'étalon externe BHVO-2, et du facteur de dérive instrumentale (F) de chaque élément (i) du spike ont été calculées comme suit :

$$F_{i\text{ ech}} = (\text{Moyenne } I_{i\text{ BHVO2}} / I_{i\text{ ech}}) * D_{\text{ech}}$$

L'intensité corrigée de la dérive instrumentale est finalement calculée pour (ia), un élément du spike de masse légère et (ib), un élément du spike de masse lourde :

$$I_{i \text{ ech cor}} = I_{i \text{ ech mes}} * [F_{ia} * (1 - (m_i - m_{ia})/(m_{ib} - m_{ia})) + F_{ib} * (1 - (m_i - m_{ib})/(m_{ib} - m_{ia}))]$$

Les concentrations C sont finalement calculées selon la méthode décrite dans Chauvel et al. (2011) en fonction des facteurs de dilution (F_D) des échantillons et par soustraction de l'intensité du blanc:

$$C_{i \text{ ech}} = C_{i \text{ moy BHVO2}} * (F_{D \text{ ech}} / F_{D \text{ BHVO2}}) * [(I_{i \text{ ech}} - I_{i \text{ blanc}}) / (I_{i \text{ BHVO2 moy}} - I_{i \text{ blanc}})]$$

Validité des données

Afin de s'assurer de la bonne qualité des données, des standards internationaux BIR-1, BCR-2, BE-N, et JB-2 ont été intégrés dans chaque série pour comparer les résultats obtenus avec les valeurs de référence publiées dans la littérature et contrôler ainsi la qualité des données obtenues (Tableau II.2). Le pourcentage de différence entre la moyenne des valeurs obtenues sur les standards et les valeurs proposées dans la littérature sont pratiquement toujours inférieures à 5 %. La reproductibilité externe des mesures (exprimée par la valeur de 2 RSD (Relative Standard Deviation)) a été calculée à partir des standards analysés au cours des différentes mesures. Celle-ci est inférieure à 5 % pour la majorité des éléments, à l'exception du Li, Gd, du Tb, du Ta, du Pb, du Th, et de l'U qui présentent parfois des valeurs plus élevées autour de 10 %. La faible reproductibilité du Ta mesuré le JB-2, s'explique par les faibles concentrations mesurées dans ce standard, produisant une intensité du signal parfois inférieure à trois fois la limite de détection de cet élément.

Pour tester la reproductibilité des mesures, des échantillons ont été mesurés à plusieurs reprises à partir de la même solution fille lors d'une même séquence de mesure (« rerun »). Pour tester la reproductibilité du protocole chimique et analytique, des échantillons ont été dupliqués (deux attaques chimiques d'un même échantillon), ou répliqués (deux solutions filles à partir d'une même solution mère), puis analysés. Les différences obtenues pour la quasi-totalité des échantillons (rerun, dupliqué, répliqué) sont inférieures à 3% sur l'ensemble des éléments, à l'exception du Ta lorsque les teneurs mesurées sont inférieures à 0,05 ppm.

Les données de concentrations élémentaires des échantillons du Vanuatu obtenues au cours de cette étude sont reproductibles (dupliqué, répliqué, rerun), justes (standard), et donc fiables pour l'étude géochimique de l'archipel.

	Protocole Chauvel et al. (2011)				BE-N				JB-2				Protocole Barrat et al. (1996)			
	BCR-2												BCR-2			
	Moyenne (n=10)	2 RSD (%)	Jochum et al. (2008)	% de différence	Moyenne (n=10)	2 RSD (%)	Chauvel et al. (2011)	% de différence	Moyenne (n=12)	2 RSD (%)	Barrat et al. (2012)	% de différence	BCR-2 (n=1)	Jochum et al., (2008)	% de différence	
Li	9,4	3	9	4	12,9	2	12,8	1	8,88	9	8,67	2				
Rb	46	3	46,9	-2	48	3	49	-2	6,24	4	6,22	0	48	46,9	2	
Sr	337	4	340	-1	1387	2	1410	-2	178	3	178	0	359	340	6	
Y	36	4	37	-3	29,0	1	31,6	-8	23,6	2	25,07	-6	40	37	8	
Zr	188	5	184	2	273	1	284	-4	47	2	44,78	4	184	184	0	
Nb	12,2	6	12,6	-3	114	3	120	-5	0,484	3	0,463	5	10,9	12,6	-14	
Cs	1,17	5	1,1	7	0,76	2	0,752	1	0,82	4	0,778	6	1,3	1,1	21	
Ba	672	4	677	-1	1027	2	1040	-1	219	5	217	1	700	677	3	
La	25,0	4	24,9	0	82	2	82,5	0	2,24	4	2,21	2	25,5	24,9	2	
Ce	53	3	52,9	0	153	1	153	0	6,52	3	6,47	1	53	52,9	0	
Pr	6,88	3	6,7	3	17,6	2	17,4	1	1,14	2	1,12	2	7,0	6,7	5	
Nd	28,7	4	28,7	0	67	2	66,7	1	6,34	2	6,26	1	28,8	28,7	0	
Sm	6,56	3	6,58	0	12,2	3	12,2	0	2,27	2	2,24	1	6,58	6,58	0	
Eu	1,98	4	1,96	1	3,72	3	3,59	3	0,84	3	0,828	1	1,88	1,96	-4	
Gd	6,72	10	6,75	0	10,4	6	9,56	9	3,15	4	3,14	0	6,89	6,75	2	
Tb	1,03	6	1,07	-4	1,29	11	1,3	0	0,57	3	0,581	-2	1,07	1,07	0	
Dy	6,32	2	6,41	-1	6,43	2	6,32	2	3,96	3	3,95	0	6,36	6,41	-1	
Ho	1,27	2	1,28	-1	1,08	3	1,09	-1	0,86	3	0,882	-2	1,33	1,28	4	
Er	3,62	2	3,66	-1	2,58	2	2,6	-1	2,59	1	2,59	0	3,75	3,66	3	
Yb	3,34	3	3,38	-1	1,83	4	1,8	1	2,54	2	2,51	1	3,48	3,38	3	
Lu	0,491	4	0,503	-2	0,246	5	0,25	-2	0,384	2	0,377	2	0,485	0,503	-3	
Hf	4,80	4	4,9	-2	5,71	3	5,59	2	1,47	2	1,51	-3	4,2	4,9	-14	
Ta	0,73	8	0,74	-1	5,79	14	5,81	0	0,037	23	0,0396	-7	1,2	0,74	63	
Pb	10,30	12	11	-6	4,47	8	4,17	7	4,61	24	5,02	-8	9,8	11	-11	
Th	5,97	8	5,7	5	10,8	7	10,9	-1	0,260	7	0,253	3	5,81	5,7	2	
U	1,62	10	1,69	-4	2,42	7	2,46	-2	0,148	7	0,148	0	1,65	1,69	-2	

Tableau II.2 : Résultats obtenus sur les standards. La RSD (Relative Standard Deviation) correspond à l'écart type des n mesures divisé par la moyenne des n mesures. Le « % de différence » correspond à la différence entre nos valeurs et les valeurs recommandées, divisée par les valeurs recommandées. Les valeurs (RSD et % de différence) sont en italique lorsqu'elles sont supérieures à 5 %.

III. Géochimie isotopique

Les analyses isotopiques nécessitent une phase préalable de purification élémentaire afin d'éviter toute interférence isobarique possible lors d'une mesure. Ces purifications ont été réalisées en salle blanche classe 10000 du Laboratoire de Géochimie et de Métallogénie (IFREMER, Plouzané) par chromatographie sur résine échangeuse d'ions et sur « LN Resin (Eichrom®) ».

Un nouveau protocole permettant d'obtenir les rapports isotopiques du plomb, de l'hafnium, du strontium et du néodyme à partir d'une seule attaque chimique a été employé (Fig. II.3). Ce protocole permet d'éviter l'utilisation de l'acide perchlorique et de limiter l'utilisation de l'acide fluorhydrique concentré. Il nécessite l'utilisation de grandes colonnes de résine cationique pour séparer les HFSE, le Sr, et les terres rares. La base du protocole a été établie par Laure Dosso, puis a évolué au cours de ma thèse afin d'améliorer la séparation des éléments ainsi que les rendements, en utilisant les plus faibles quantités d'acide possible. Les échantillons ont subi les séparations chimiques par séries de 12, en incluant systématiquement un blanc. Dans un premier temps, les poudres d'échantillons du Vanuatu n'ont subi aucun leaching préalable, à l'exception des échantillons sous marins, au vu des faibles valeurs de LOI des échantillons et des états d'altération relativement faibles.

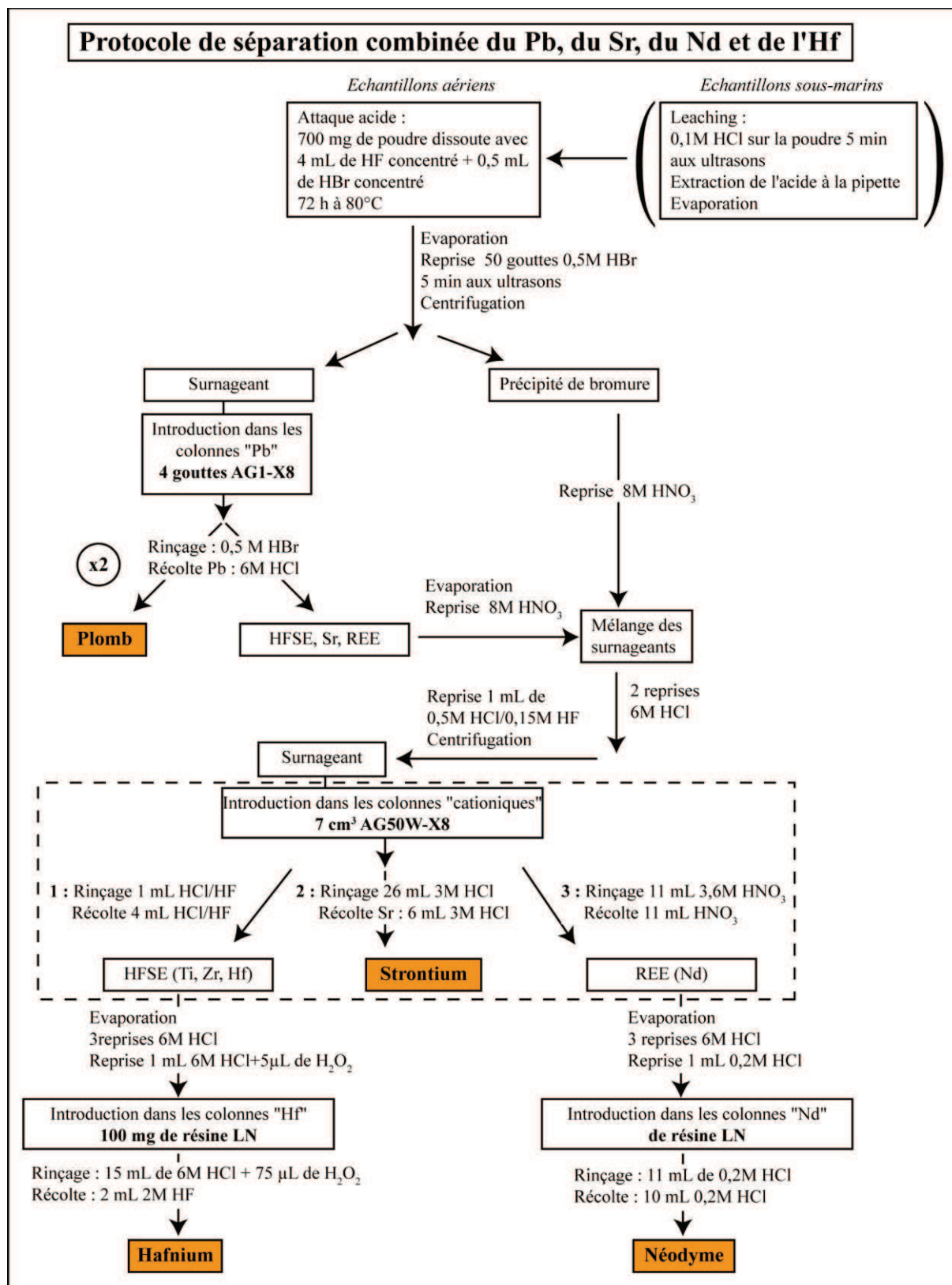


Figure II.3 : Protocole de séparation combinée du Pb, du Sr, du Nd et de l'Hf

III.1. Protocoles chimiques de purification élémentaire

III.1.1. 1^{ère} Purification : séparation du plomb par résine anionique.

La mesure isotopique du plomb nécessite des précautions particulières pour éviter les contaminations exogènes, car il est très abondant dans notre environnement. Pour limiter les risques de pollution, cet élément a donc été le premier à être séparé et purifié. Toutes les étapes du protocole jusqu'à sa récolte ont été réalisées sous hotte à flux d'air laminaire dans une salle réservée à cette séparation. Des acides ultra-purs Romil[®] (HF, HBr, HCl, HNO₃) ont été utilisés pour cette séparation.

Une mise en solution sur 700 mg de poudre de roche dans des béchers Savillex[®] en téflon avec ~ 4 mL d'un mélange d'acide concentré HF:HBr (8:1) est effectuée pendant 72 h à 75°C, puis ceux-ci sont évaporés. Le résidu d'attaque est repris avec 20 gouttes d'HBr 0,5M. Les échantillons sont ensuite centrifugés. Le surnageant est prélevé puis introduit dans les colonnes anioniques (AG-X8 100-200mesh) préalablement lavées (0,25M HNO₃ et 6M HCl) et conditionnées (0,5M HBr).

La résine AG1-X8 a la particularité de fixer le plomb en présence d'HBr, avec un maximum du coefficient de partage (plomb/résine) atteint pour une molarité de 0,5M, et de libérer celui-ci en présence d'HCl (Strelow, 1960 ; Strelow, 1978). La méthode de séparation utilisée est inspirée de celle décrite par Manhès et al. (1984). La colonne est rincée 3 fois en 0,5M HBr pour éluer les terres rares (dont le Nd), les HFSE (dont l'Hf), et le Sr. Cette fraction est conservée pour la séparation de l'Hf, du Sr, et du Nd. Ensuite le plomb est récolté en 3 rinçages de 6M HCl. Cette fraction n'est pas encore assez pure et nécessite une deuxième séparation suivant le même protocole. La fraction « plomb » est donc évaporée, reprise en HBr 0,5M et réintroduite sur le même jeu de colonnes préalablement lavées.

III.1.2. 2^{ème} Purification : séparation des HFSE, du Sr et des terres rares par résine cationique

La deuxième étape consiste à séparer les HFSE, du Sr et des terres rares sur des grandes colonnes contenant environ 6,5cm³ de résine cationique Biorad AG50-8W 200-400mesh. La quantité importante de résine répartie sur une hauteur de 20 cm va permettre de pouvoir charger une grande quantité d'échantillon (la capacité de rétention de cette résine étant de 1,8 meq/mL) et de séparer convenablement les différents éléments.

Le précipité d'attaque est repris en 8M HNO₃ puis ajouté à la fraction « HFSE-terres rares-Sr » provenant de la séparation du plomb et préalablement évaporé et repris en 8M HNO₃. Cette étape permet de remettre en solution les terres rares qui étaient restées dans le précipité. Puis cette fraction est évaporée et reprise deux fois en 6M HCl, avant une dernière reprise avec 1 mL de 0,5M HCl / 0,15M HF. Les échantillons sont centrifugés 5 mn. Les surnageants sont alors introduits dans les colonnes préalablement lavées (25 ml 6M HCl, puis 7 mL 1M HF), re-sédimentées et conditionnées (7 mL de 0,5M HCl / 0,15M HF). Puis le protocole suivant est appliqué : la colonne est d'abord rincée

avec 1 mL de 0,5M HCl / 0,15M HF. Les HFSE sont élués avec 4 mL 0,5M HCl / 0,15M HF. Le Rb (et les éléments majeurs) sont ensuite retirés en 3M HCl (26 mL). Cette étape est importante car le Rb peut interférer avec le Sr, notamment au niveau de la masse atomique 87. Le Sr est alors récolté en 3M HCl (6 mL) et prêt pour l'analyse. Ensuite le Ba est élué en 3,6M HNO₃ (11 mL) juste avant de récolter la fraction terres rares, contenant le Nd, en 3,6M HNO₃ (11 mL).

III.1.3. 3^{ème} Purification : séparation du néodyme par résine LN

Il est important de séparer le Nd des autres terres rares, et plus particulièrement du Sm, car il possède des isotopes de masses similaires (144 et 148) pouvant interférer avec celles du Nd. La fraction de terres rares récoltée à la sortie des colonnes cationiques est évaporée puis reprise trois fois avec quelques gouttes de 6M HCl et enfin reprise avec 1 mL de 0,20M HCl. L'échantillon est ensuite chargé sur des colonnes contenant de la résine LN et préalablement lavées (8 mL de 6M HCl) et conditionnées (8 mL de 0,20M HCl). Cette résine est fabriquée à partir de billes de téflon sur lesquelles est apposé un acide organique HDEHP. Cet ensemble constitue un support de chromatographie pour lequel les terres rares ont une affinité d'autant plus forte que leur masse est élevée. Cette méthode est nommée « chromatographie à partitionnement inversé » (Cerrai et Testa, 1963 ; Richard et al., 1976). Le protocole suivant est ensuite appliqué : la colonne est rincée en 0,20M HCl (11 mL) afin d'éliminer les terres rares légères (La, Ce, et Pr), puis le Nd est récolté en 0,35M HCl (10 mL).

III.1.4 4^{ème} Purification : séparation de l'hafnium par résine LN

La fraction contenant les HFSE est évaporée puis reprise trois fois avec quelques gouttes de 6M HCl. L'échantillon est repris finalement avec 1 mL de 6M HCl auquel on ajoute 5 µL d'eau oxygénée (H₂O₂) afin d'oxyder le titane en TiO₂ et faciliter son élution. L'échantillon est alors chargé sur des colonnes contenant ~ 100 mg de résine LN. Le protocole suivant, inspiré de Yang et al. (2010) est alors appliqué : La colonne est rincée avec 15 mL de 6M HCl contenant 5µl d'H₂O₂ mL afin d'éliminer le Ti, puis l'Hf est mobilisé et récolté avec 2 mL de 2M HF.

III.1.5 Blancs de chimie totale et rendements

Les blancs de plomb, d'hafnium et une partie des blancs de Sr et de Nd (Tableau II.3) ont été mesurés par MC-ICP-MS Neptune (voir § III.2.3) par comparaison à un standard de concentration connue. L'autre partie des blancs de Sr et de Nd (en gris) ont été mesurées par dilution isotopique sur le TI-MS Triton (voir § III.2.2) en ajoutant 1µL de spike sur le filament avant le dépôt du blanc repris avec 1µL d'eau ultra-pure. Les spikes utilisés au LDO sont les suivants :

- le spike B4 de Nd a une concentration [Nd]= 0,02302 ppm, avec des rapports d'abondance $^{144}\text{Nd}/^{146}\text{Nd} = 0,670455$ et $^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 53,448864$.

- le spike B2 de Sr a une concentration $[Sr] = 0,6023$ ppm avec des rapports d'abondance $^{86}Sr/^{88}Sr = 45,488263$ et $^{87}Sr/^{88}Sr = 0,464789$.

Blanc (en pg)	Sr	Nd	Pb	Hf
1	530	582	47	4
2	63	5	27	5
4	-	-	-	58
5	111	-	3917	12
6	38	-	1039	11
7	-	2	-	-
8	-	3	-	-
9	143	1	43	0,2
10	-	10	21	10
11	127	13	-	-
12	359	44	-	8
13	557	11	120	10
14	63	37	51	8
15	553	271	-	-
16	1178	5	37	71
17	116	52	98	14
18a	664	58	383	-
18b	-	-	11	-
19	-	-	13	-
Moyenne	346	78	447	17

Tableau II.3 : Masses en pg de Sr, Nd, Pb et Hf mesurées dans les béchers de blanc de chimie. Les valeurs en italiques n'ont pas été utilisées pour le calcul de la moyenne. Les valeurs en gris ont été mesurées par dilution isotopique.

La moyenne des blancs est inférieure à 500 pg (Tableau II.2). Cette masse apportée par l'ensemble du protocole de séparation élémentaire (même pour les valeurs maximum) est négligeable par rapport aux masses analysées (de une à plusieurs centaines de nanogramme) et n'influence pas significativement la valeur des rapports isotopiques mesurés. Les blancs 5 et 6 de plomb (en italique) sont très élevés, avec 1 et 4 ng de Pb. Ils correspondent à 2 séparations distinctes mais ils ont été mesurés lors d'une même séquence d'analyse. Une pollution le jour de l'analyse a pu intervenir. Les valeurs isotopiques de plomb mesurées lors de cette séquence ont donc été corrigées des signaux mesurés sur les blancs respectifs, faisant varier au maximum les rapports isotopiques de 1 point sur la troisième décimale. Ceci est insignifiant à l'échelle des variations observées sur les échantillons du Vanuatu, et en comparaison de la reproductibilité externe du spectromètre (voir Tableaux II.4, II.5, II.6).

Les rendements en fin de chimie du Pb et de l'Hf ont été mesurés sur le MC-ICP-MS Neptune. Les rendements de Pb varient de 30 à 90 %. Les rendements Hf varient de 10 à 65 %. D'autres mesures de rendements ont été mesurées sur un ICP-Q-MS X-SERIE 2 (LDO, Plouzané) au cours des travaux de calibrations des colonnes échangeuses d'ions. Les rendements de Nd en fin de séparation chimique varient entre 1 et 40 % et ceux du Sr varient de 10 à 50%. Les rendements en Hf et en Pb sont globalement similaires à ceux mesurés au Neptune. Les rendements mesurés sur l'acide de reprise du résidu d'attaque (juste avant la séparation du plomb), et ceux en fin de séparation chimique montrent des valeurs similaires (légèrement supérieures dans le résidu d'attaque), principalement

élevées, mais parfois faibles. Les faibles rendements parfois obtenus ne sont donc pas imputés au passage de l'échantillon sur les colonnes échangeuses d'ions, mais à l'extraction des éléments du précipité postérieur à l'attaque chimique, vers l'acide de reprise. Le résidu d'attaque est donc repris une première fois en 0,5M HBr avant la séparation du plomb, puis une seconde fois en 8M HNO₃ avant le passage sur les colonnes cationiques.

III.2. Analyses isotopiques par spectrométrie de masse

III.2.1. Principe de la spectrométrie de masse

Un spectromètre de masse est un instrument qui permet de séparer très précisément des ions et des molécules chargées en fonction de leur rapport masse/charge dans un champ électrique et/ou magnétique. La déviation des ions suivant des trajectoires circulaires est donnée par la formule :

$$R = (1/B) \times \sqrt{U \times m/q}$$

Avec R, le rayon de courbure, B, l'intensité du champ magnétique, U, la tension du champ électrique, m, la masse de l'ion, q, la charge de l'ion.

Un spectromètre est constitué de trois parties principales : une source qui va créer un faisceau d'ions chargés positivement, un secteur magnétique qui dévie le faisceau d'ion, et des collecteurs d'ions. L'ensemble du spectromètre est maintenu sous vide, via différents systèmes de pompage. L'échantillon est ionisé au niveau de la source par élévation de sa température. Les ions produits sont ensuite extraits et accélérés grâce à une différence de potentiel de quelques kV. Le faisceau d'ions créé est ensuite dévié et courbé en entrant dans le champ magnétique produit par un électro-aimant. La déviation d'un ion est d'autant plus forte que celui-ci est léger. Le faisceau d'ions se scinde alors en plusieurs faisceaux de m/q distincts. Des détecteurs sont placés en face de l'arrivée de chaque faisceau et intègrent le nombre d'ions qu'ils collectent. La détection simultanée des différents isotopes permet ainsi la mesure des rapports isotopiques.

III.2.2. Analyses isotopiques du Sr et du Nd sur TI-MS

Les rapports isotopiques du Sr et du Nd ont été mesurés sur un Spectromètre de Masse à Thermo-Ionisation (TI-MS) Thermo Fisher Triton (LDO, Plouzané), à source solide et à multicollecteur (Fig. II.4). Quelques analyses isotopiques de Sr au début de ma thèse ont également été réalisées sur un TI-MS MAT26X (Ifremer, Plouzané).

Préparation des échantillons

Les analyses de Sr sont réalisées sur filament simple de tungstène pur avec un activateur au Ta. Un microlitre d'activateur est déposé sur un filament, préalablement dégazé sous vide. Le Ta agit comme un régulateur d'émission et permet d'éviter une évaporation trop rapide du strontium (Birck,

1986). L'échantillon (de 100 à 500 ng de Sr) est repris en eau ultra-pure et est déposé sur le filament sec. Il est ensuite évaporé à sec en faisant passer un courant de 1,1 A dans le filament puis porté au rouge 20 s à 4,5 A afin d'oxyder le dépôt.

Le Nd ayant une température d'ionisation plus élevée que le Sr, les analyses de Nd sont réalisées sur double filament de rhénium pur. L'échantillon (de 100 à 500 ng de Nd) est repris en eau ultrapure et déposé sur le filament dit « évaporant ». Il est séché en faisant passer un courant de 1 A dans le filament puis porté de façon brève au rouge sombre. Le filament dit « ionisant » ne contient pas d'échantillon et sert à l'ionisation du Nd.

Principe

La thermo-ionisation consiste à ioniser un élément par effet thermique. Le filament sur lequel est déposé l'élément à analyser est donc porté à une température permettant l'ionisation de l'élément par effet Joule. Un TI-MS est composé :

- d'une source portée sous vide secondaire, contenant les échantillons sur un barillet (21 positions dans le cas du Triton).
- d'un analyseur en masse équipé d'un secteur magnétique qui va permettre la séparation en masse des ions avec un angle d'environ 90°C. Deux quadripôles placés en avant et en arrière de l'électroaimant contrôlent la focalisation et la dispersion du faisceau ionique.
- d'un système de détection doté de neuf cages de Faraday mobiles (excepté la cage centrale) placées en face de l'arrivée de chaque isotope. Elles sont reliées à des amplificateurs qui augmentent la tension du signal pour permettre sa mesure. Neuf abondances isotopiques peuvent donc ainsi être mesurées simultanément.

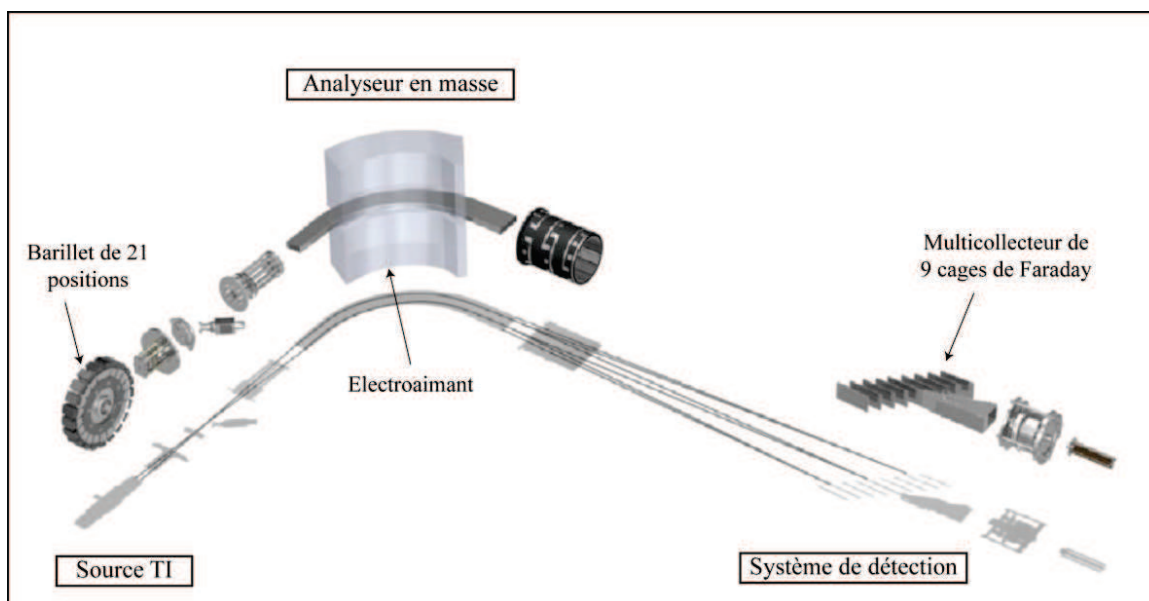


Figure II.4 : Schéma du TI-MS Triton

Condition de mesure

L'échantillon est tout d'abord chauffé. Les conditions de montée en température sont identiques pour tous les échantillons. Pour les mesures de Nd, un piège cryogénique d'azote liquide est mis en place afin d'améliorer le vide. Les mesures sont réalisées à des températures avoisinant les 1700°C. Elles sont effectuées en mode statique, c'est à dire sans faire varier la position du faisceau ionique au cours de la mesure. Avant chaque mesure, la position relative des cages est vérifiée. La mesure du bruit de fond est effectuée entre chaque série de 10 mesures (1 bloc). Une mesure isotopique de Sr et de Nd comprend 100 mesures de 16s et 8s respectivement (temps d'intégration du signal), réparties sur 10 blocs de 10 mesures. Ceci permet d'atteindre une précision sur la mesure des rapports à $\pm 2\sigma$ (σ : écart type) sur la sixième décimale. Une partie des mesures des rapports isotopiques du Sr ont été réalisées en mode automatique.

Correction du fractionnement en masse

L'évaporation des échantillons à plus de 1300°C induit une discrimination en masse des isotopes. Les isotopes les plus légers étant légèrement plus volatiles que les lourds, ils s'évaporent plus rapidement et se consomment donc plus vite (Urey, 1947). Ainsi la valeur du rapport d'un isotope lourd sur un isotope léger est faible en début de mesure et augmente progressivement tout au long d'une mesure, faisant varier les rapports isotopiques. Mais il est possible de contrôler cet effet par la mesure du rapport de deux isotopes stables non radiogéniques dont la valeur naturelle est connue. Tous les laboratoires utilisent ainsi une valeur de référence pour corriger de ce fractionnement : $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8,3752$ et $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$. Les éléments pouvant créer des interférences isobariques (exemple du ^{87}Rb avec le ^{87}Sr , et du ^{144}Sm avec le ^{144}Nd) ont été théoriquement retirés lors des séparations chimiques. Néanmoins, par précaution, une correction des interférences est effectuée en contrôlant la présence éventuelle de Rb à la masse 85 et de Sm à la masse 147.

Validité des données

La validité des mesures et de leurs corrections est contrôlée par la mesure de standards internationaux. Ils sont mesurés en début et en fin de journée. Le standard NIST987 (ou NBS987) a été utilisé pour le Sr, et les standards JNdi-1 et La Jolla ont été utilisés pour le Nd (Fig. II.5 et II.6 et Tableau II.4).

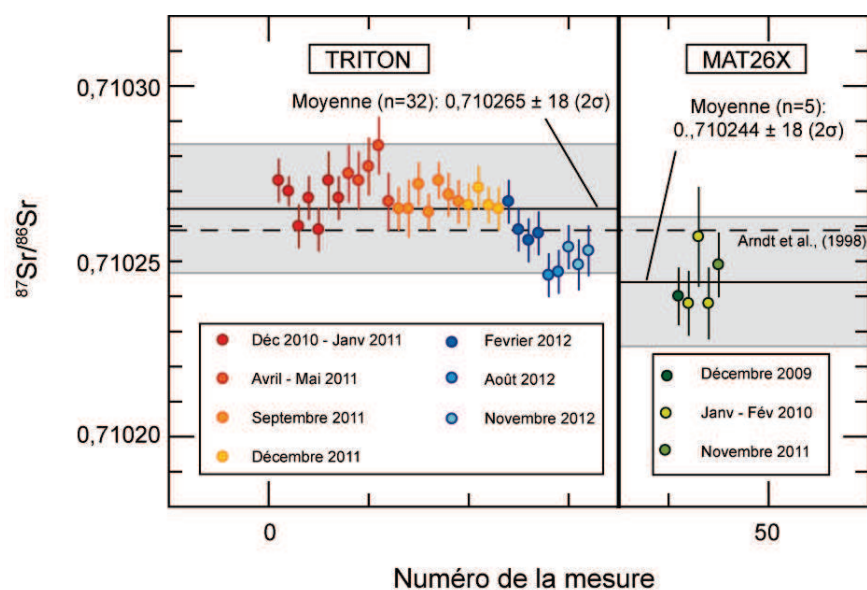


Figure II.5 : Résultats obtenus sur le standard NIST987 sur le TRITON et sur le MAT26X

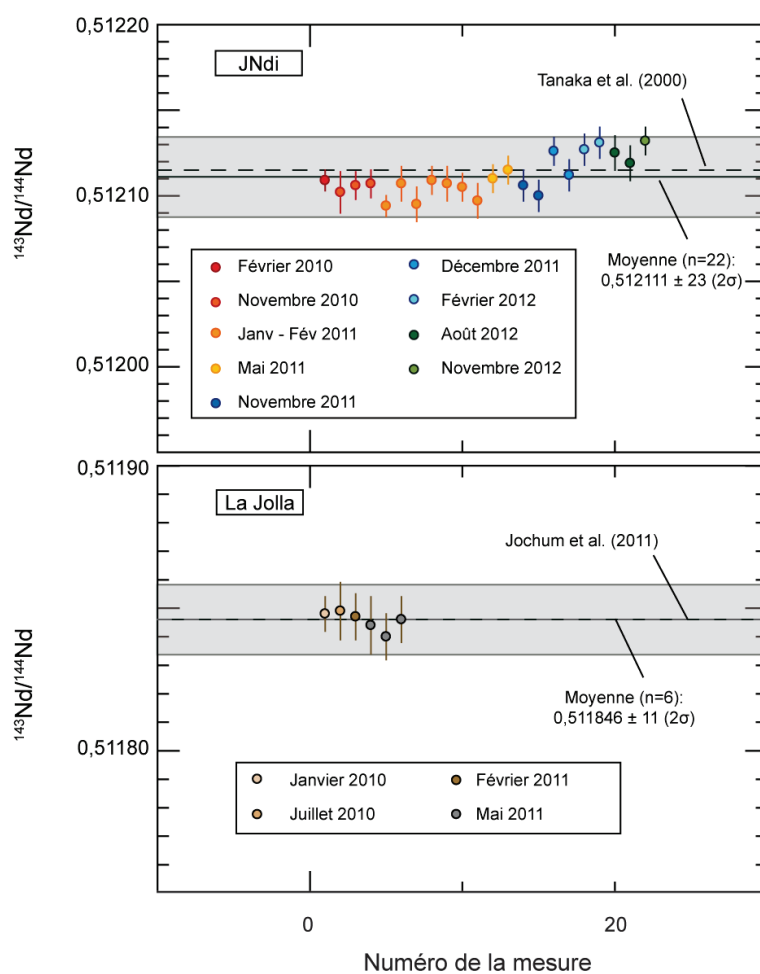


Figure II.6 : Résultats obtenus sur les standards JNdi-1, et La Jolla

Les valeurs des standards prises pour référence du rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ sont de $0,512115 \pm 7$ (2σ) pour JNdi-1 (Tanaka et al., 2000), et de $0,511847 \pm 7$ (2σ) pour La Jolla (Jochum et al., 2011). Le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ pour le NIST987 pris pour référence est de $0,710259 \pm 7$ (Arndt et Goldstein, 1989). Les rapports isotopiques obtenus au cours de cette étude sur ces standards sont en moyenne dans la barre d'erreur des valeurs recommandées et peuvent donc être considérés comme justes.

	NIST987	NIST987	JNdi	La Jolla
TI-MS	MAT26X	TRITON	TRITON	TRITON
Masse (ng)	150	150	50	120
^{88}Sr (V)	5	5	-	-
^{144}Nd (V)	-	-	1	1
N	5	32	22	6
Moyenne $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0,710244	0,710265	-	-
Moyenne $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	-	-	0,512111	0,511846
2SD	0,000018	0,000018	0,000023	0,000007
2RSD ppm	26	25	44	13

Tableau II.4 : Résultats obtenus sur les standards JNdi-1, La Jolla, et NIST987 et conditions d'analyses. SD : écart type (σ), RSD : Relative Standard Deviation. N : le nombre d'analyses effectuées

II.2.3. Analyses isotopiques du Pb et de l'Hf sur MC-ICP-MS

Les analyses isotopiques du Pb et de l'Hf ont été réalisées par un Spectromètre de Masse Multi-Collection à source Plasma (MC-ICP-MS) Thermo Fisher Neptune (Ifremer-Plouzané). C'est un spectromètre à source liquide qui est équipé d'une double focalisation en géométrie directe combinant un secteur électrostatique et un secteur magnétique. Le Neptune est équipé d'une source plasma (ICP) similaire à l'Element II et d'un système de multicollection semblable à un TI-MS ce qui permet de mesurer jusqu'à neuf isotopes de façon simultanée (Fig. II.7).

Principe

L'échantillon liquide est introduit dans le plasma sous forme d'aérosol après avoir traversé un désolvateur. La quasi-totalité de l'échantillon est ionisée dans le plasma. Le faisceau d'ions produit est extrait par une lentille d'extraction portée à un potentiel négatif de 2000 V, puis focalisé par un quadripôle avant d'être transmis au secteur électrostatique. Celui-ci sélectionne les ions en fonction de leur énergie, puis le secteur magnétique sépare les ions en fonction de leur masse. Enfin les ions sont collectés au niveau de 9 cages de Faraday. Les signaux sont ensuite amplifiés par un SEM (Secondary Electron Multiplier) équipé d'un filtre en énergie RPQ (Retarding Potential Quadripole).

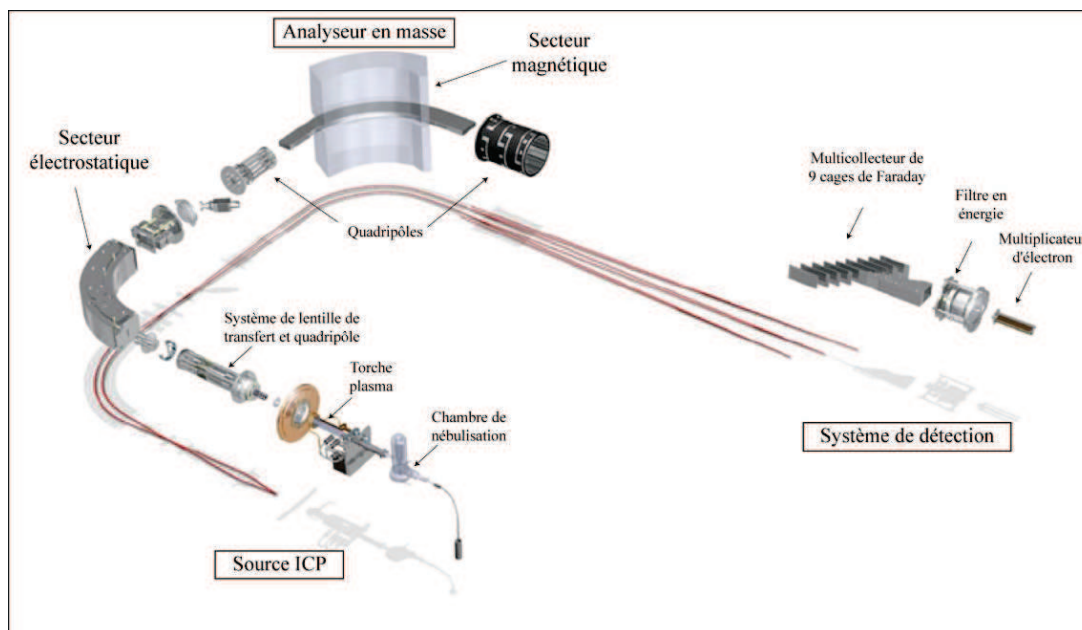


Figure II.7 : Schéma du MC-ICP-MS Neptune

Préparation des échantillons

Les résidus secs de plomb et d'hafnium sont respectivement repris dans 0,5 mL d' HNO_3 2% et dans 0,5 mL d'un mélange d'acide 2% HNO_3 /0,05% HF. Une vérification préliminaire des concentrations est effectuée afin d'ajuster la concentration des échantillons à celle du standard. Le plomb n'ayant aucun isotope stable, un spike de Thallium est ajouté selon un rapport $[\text{Pb}]/[\text{Tl}] = 10$ afin de pouvoir corriger le fractionnement en masse induit par l'instrument.

Conditions de mesure

Avant chaque séquence d'analyse, le spectromètre est réglé de façon à optimiser le signal à partir d'une solution standard. Le réglage de la position du plasma et des flux de gaz permet d'obtenir un maximum d'intensité de signal. Les mesures isotopiques de Pb et d'Hf correspondent à la moyenne de 30 mesures de 8s du rapport d'abondance isotopique par échantillon. Ceci permet d'atteindre une précision sur la mesure à $\pm 2\sigma$ sur la sixième décimale pour les rapports isotopiques d'Hf et sur la troisième décimale pour ceux du plomb. Les standards, NIST981 pour le Pb, et JMC475 (ou d'un standard interne au laboratoire d'Ifremer : "Tune Hf") pour l'Hf, ont été analysés tout les 2 à 3 échantillons afin de corriger la dérive instrumentale au cours du temps selon la technique du « standard bracketting ». Une solution de rinçage est passée entre chaque échantillon pour éviter tout effet mémoire d'une mesure à l'autre.

Discrimination en masse

Les biais de mesures isotopiques par MC-ICP-MS sont nombreux. Néanmoins le phénomène de discrimination en masse reste le biais majeur. A la différence d'un TI-MS, les rendements

d'ionisation des plasmas étant proches de 100%, la discrimination va essentiellement s'exprimer dans les secteurs à faible champ électrostatique. D'une part au moment de l'ionisation de l'échantillon, les masses légères ont tendance à migrer préférentiellement vers la périphérie du plasma et leur transmission dans le spectromètre s'en trouve réduite par rapport aux masses plus lourdes (White et al., 2000). Puis d'autre part, lorsque le faisceau ionique se situe entre les cônes, le phénomène de répulsion électrostatique va préférentiellement repousser les isotopes les plus légers vers l'extérieur. Ce biais n'étant pas constant dans le temps, un rapport d'isotopes stables et non radiogéniques est utilisé pour le corriger. Dans le cas de l'Hf, le rapport utilisé est $^{179}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0,7325$. Pour les analyses de plomb, seul le ^{204}Pb est stable et non radiogénique. Une technique pour évaluer le biais de masse est d'ajouter une solution de thallium aux échantillons (White et al., 2000). Elle se base sur le principe que le thallium présente un rapport $^{205}\text{Tl}/^{203}\text{Tl}$ stable qui peut être mesuré simultanément aux isotopes du plomb et que le rapport du coefficient de fractionnement du Tl sur celui du Pb est constant. La discrimination en masse au cours du temps devient alors quantifiable.

Interférences isobariques

L'isotope ^{204}Hg du mercure peut interférer avec le ^{204}Pb . Le ^{202}Hg est un isotope stable et non radiogénique. Il est donc mesuré afin de contrôler la présence de mercure dans les échantillons en utilisant le rapport stable $^{204}\text{Hg}/^{202}\text{Hg}$ et permet de déterminer l'abondance du ^{204}Pb de la manière suivante :

$$I(^{204}\text{Pb}) = I(^{204}\text{total})_{\text{mesuré}} - I(^{202}\text{Hg})_{\text{mesurée}} \times (^{204}\text{Hg}/^{202}\text{Hg})_{\text{naturel}}$$

Pour l'hafnium il y a deux interférences possibles au niveau de la masse 176 : le ^{176}Lu et le ^{176}Yb . Le ^{172}Yb , le ^{173}Yb , et le ^{175}Lu sont donc mesurés. Les signaux obtenus pour ces masses ont toujours été négligeables durant les séquences d'analyses.

Validation des données

La validité des mesures est contrôlée par la mesure de standards internationaux. Ils sont mesurés tout au long de la séquence d'analyse pour s'assurer de la validité des résultats. Le standard NIST981 (ou NBS981) a été utilisé pour le Pb, les standards JMC475 (Denver) et "Tune Hf" de l'Ifremer ont été mesurés pour l'Hf (Fig. II.8 et II.9 et Tableau II.5 et II.6).

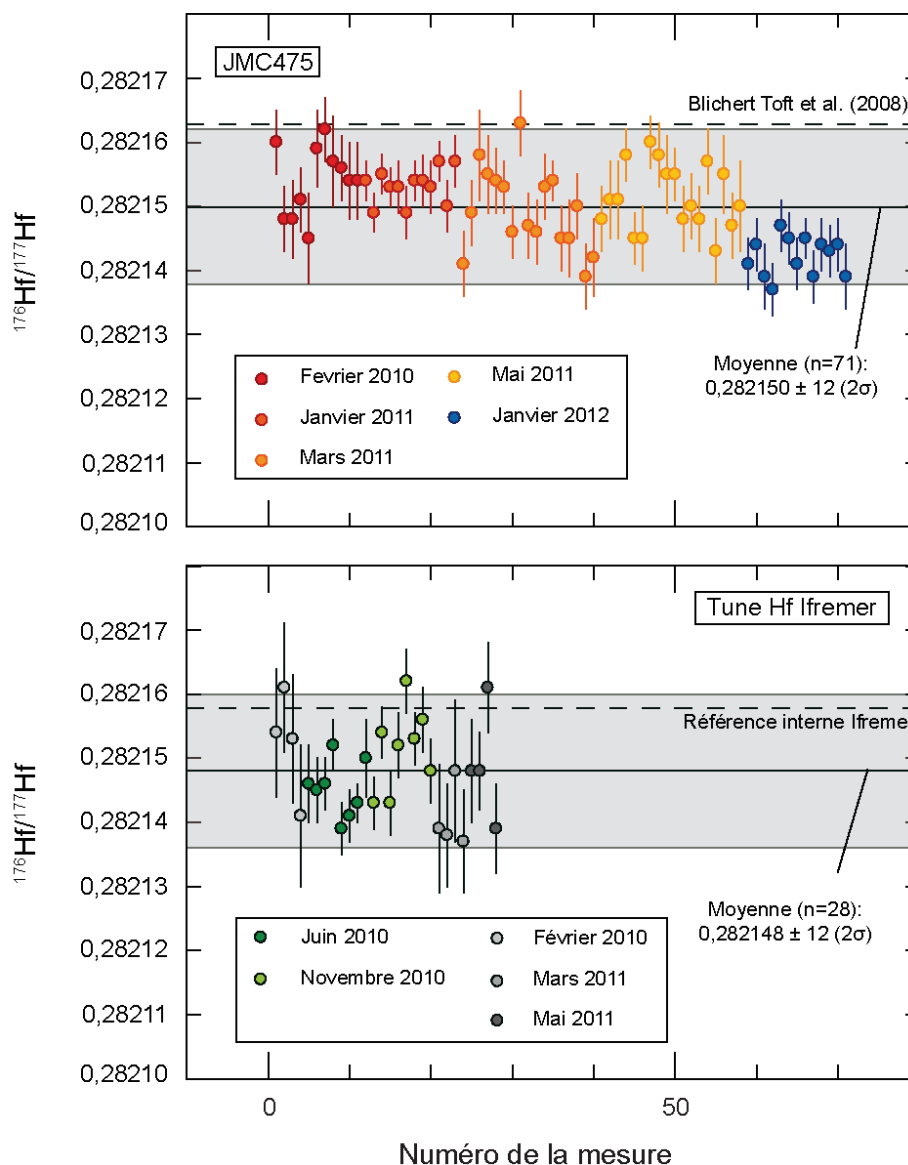


Figure II.8 : Résultats obtenus sur les standards JMC475 et "Tune Hf" Ifremer. Les données en gris n'ont pas servi aux calculs des rapports isotopiques des échantillons.

Les valeurs des standards prises pour référence du rapport $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ sont de $0,282163 \pm 9 (2\sigma)$ pour JMC475 (BlichertToft et al., 1997), et $0,282158 \pm 7 (2\sigma)$ pour "Tune Hf" (valeur obtenue en routine sur ce standard par Emmanuel Ponzevera). Les différentes valeurs obtenues au cours de cette étude lors des différentes séquences d'analyses sont présentées dans le tableau 5 :

Standard Hf

JMC475 et Tune	Fev-2010	Fev-2010	Juin-2010	Nov-2010	Janv-2011	Mars-2011	Mars-2011	Mai-2011	Mai-2011	Janv-2012
Standard	JMC475	Tune	Tune	Tune	JMC475	JMC475	Tune	JMC475	Tune	JMC475
Concentration (ppb)	300	200	120	200	240	240	200	100	50	200
^{177}Hf (V)	3,5	2,3	5,2	5,2	10,3	4,3	3	5,2	2,8	12,5
Sensibilité (V/ppb)	0,01	0,01	0,04	0,03	0,04	0,02	0,02	0,05	0,06	0,06
N	11	4	8	8	12	17	4	18	4	13
Moyenne $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	0,282154	0,282152	0,282145	0,282151	0,282153	0,282149	0,282141	0,282151	0,282149	0,282142
2 σ	0,000011	0,000017	0,000009	0,000013	0,000005	0,000013	0,000010	0,000010	0,000018	0,000006
2 RSD (ppm)	39	59	32	45	19	46	34	36	64	21

Tableau II.5 : Récapitulatif des conditions d'analyses de l'Hf. Les valeurs en italiques n'ont pas servi aux calculs des rapports isotopiques des échantillons.

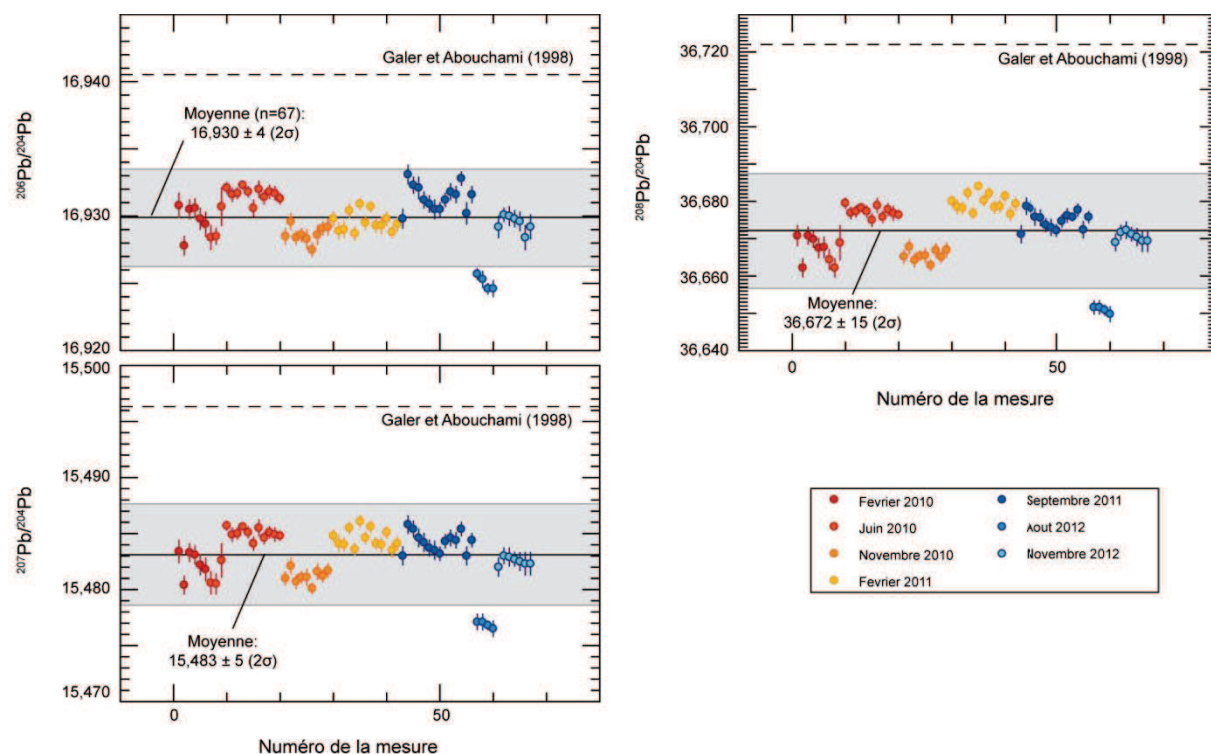


Figure II.9 : Résultats obtenus sur le standard NIST981

Les valeurs de référence du NIST981 des rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ proviennent de l'étude de Galer et Abouchami (1998) et sont respectivement $16,9405 \pm 0,015$, $15,4963 \pm 0,0016$, $36,7219 \pm 0,0044$ (2 σ). Ces valeurs ont été utilisées pour le calcul des données par « standard bracketting » pour corriger la dérive instrumentale. Les différentes valeurs du NIST981 obtenues au cours de cette étude lors des différentes séquences d'analyses sont présentées dans le tableau II.6 :

Standard Pb								
NIST981	Fev-2010	Juin-2010	Oct-2010	Fev-2011	Aout-2011	Janv-2012	Aout-2012	Nov-2012
Concentration (ppb)	120	120	120	105	50	70	130	200
^{208}Pb (V)	8	7	17	17	17	15	15	21
Sensibilité (V/ppb)	0,07	0,06	0,14	0,16	0,34	0,21	0,12	0,11
N	7	3	11	9	13	14	4	7
Moyenne $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	16,930	16,929	16,932	16,929	16,930	16,931	16,925	16,929
2 σ	0,002	0,003	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001
2 RSD (ppm)	135	153	55	71	83	115	64	72
Moyenne $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	15,482	15,481	15,485	15,481	15,485	15,484	15,477	15,483
2 σ	0,002	0,002	0,001	0,001	0,002	0,002	0,001	0,001
2 RSD (ppm)	149	151	62	74	104	115	36	44
Moyenne $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	36,668	36,665	36,677	36,666	36,680	36,675	36,651	36,670
2 σ	0,006	0,007	0,003	0,003	0,004	0,005	0,002	0,003
2 RSD (ppm)	176	185	71	83	120	126	48	70

Tableau II.6 : Récapitulatif des conditions de mesure du plomb.

Les valeurs obtenues sur le NIST981 sont plus faibles que celles proposées par Galer et Abouchami (1998), mesurées par triple spike sur un TI-MS. Cependant, les valeurs mesurées ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) par (Tanimizu et Ishikawa, 2006), sur MC-ICP-MS sont comparables aux valeurs obtenues au cours de cette étude et sont respectivement $16,9368 \pm 10$, $15,4839 \pm 11$, et $36,6743 \pm 30$ (2 σ). Nos résultats en Pb et en Hf sont en moyenne dans la barre d'erreur des valeurs recommandées et peuvent donc être considérés comme justes.

III.2.4. Validation des données isotopiques

Afin de valider le protocole chimique et analytique de cette étude, les standards internationaux JB-2 et BHVO-2 ont été placés en tant qu'échantillons dans les séries d'analyses, et ont subi l'intégralité du protocole de séparation chimique. Les analyses isotopiques de ces standards sont fournies dans le tableau II.7 :

Valeurs mesurées au cours de cette étude												
	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2 σ	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2 σ	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2 σ	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2 σ	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2 σ	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2 σ
JB-2	-	-	0,513085	0,000010	-	-	-	-	-	-	-	-
JB-2 REP1	-	-	0,513089	0,000008	-	-	-	-	-	-	-	-
JB-2 REP2	-	-	0,513104	0,000006	-	-	-	-	-	-	-	-
JB-2 DUP1	0,70369	6E-06	-	-	18,343	0,001	15,557	0,001	38,265	0,002	0,283251	0,000004
JB-2 DUP1 RE	0,70369	6E-06	-	-	18,340	0,001	15,558	0,001	38,271	0,002	0,283253	0,000004
JB-2 DUP2	0,70367	6E-06	0,513108	0,000010	18,343	0,001	15,561	0,002	38,282	0,002	-	-
BHVO-2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,283104	0,000005
BHVO-2 REP	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,283101	0,000004
Valeurs mesurées provenant de la littérature - Compilation GEOREM												
	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$						
	Min	Max	Min	Max	Min	Max	Min	Max	Min	Max	Min	Max
JB-2	0,7036	0,7037	0,513062	0,513103	18,326	18,348	15,542	15,565	38,219	38,285	0,283178	0,283291
BHVO-2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,283045	0,283138

Tableau II.7 : Récapitulatif des analyses isotopiques des standards de roches JB-2 et BHVO-2. Les valeurs mesurées dans d'autres laboratoires et compilées dans GEOREM sont également fournies.

La reproductibilité de notre protocole chimique a été testée en dupliquant certains échantillons (2 mises en solution distinctes), tandis que la reproductibilité des analyses a été testée en analysant des répliqués, soit deux aliquots provenant de la même solution (postérieure à la séparation chimique).

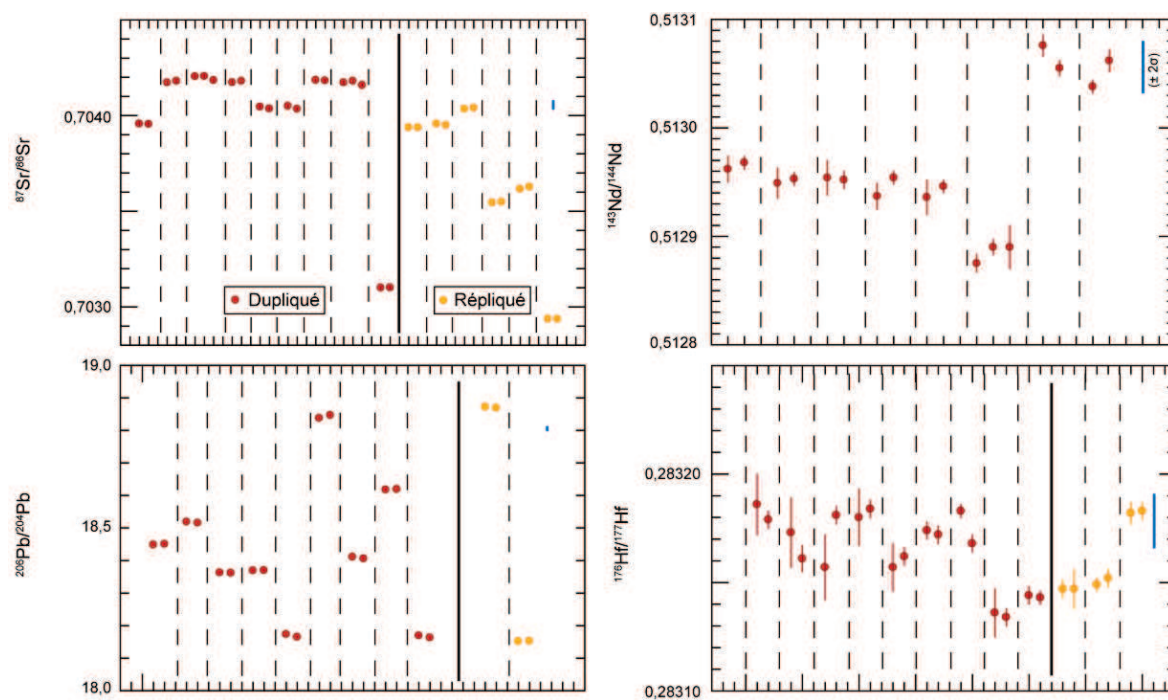


Figure II.10 : Résultats obtenus pour les différents couples de dupliqués, et de répliqués. Les barres d'erreurs des différentes mesures sont affichées à $\pm 2\sigma$ (σ : l'écart type). La reproductibilité externe calculée à partir des multiples mesures de standards, est représentée par la barre bleue à $\pm 2\sigma$.

Les échantillons dupliqués et répliqués présentent globalement des valeurs identiques, avec des barres d'erreur qui se recoupent (Fig. II.10). Certains dupliqués présentent des valeurs légèrement distinctes. Cependant la reproductibilité externe d'une mesure lors des différentes séquences, est supérieure à la simple précision obtenue sur une seule mesure. Les valeurs de ces échantillons sont bien comprises dans la gamme de reproductibilité des mesures et peuvent être considérées comme justes.

Certaines analyses isotopiques en Sr réalisées au cours de cette étude présentaient des valeurs élevées comparativement à celle obtenues sur d'autres échantillons d'un même volcan (Tableau II.8). Cette différence, selon le cas, a été attribuée à une contamination par l'eau de mer (TA04), où à la présence de calcite dans les vacuoles de l'échantillon AMB60H. Une deuxième analyse, après avoir effectué un leaching de l'échantillon, a donc été réalisée sur les isotopes du Sr et du Pb, soit les éléments les plus sensibles aux processus d'altération, et de contamination. Les rapports isotopiques du Sr, ont sensiblement diminué, présentant des valeurs comparables aux échantillons analysés du même volcan. Les rapports isotopiques du plomb n'ont en revanche pas été sensiblement affectés.

	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2σ	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2σ	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2σ
Problème: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ élevé, lié à une contamination par l'eau de mer. Leaching (L) HBr concentré pendant 5 min aux ultrasons (US)								
TA04	0,704357	0,000005	18,617	0,001	15,544	0,001	38,366	0,003
TA04 (g-L)	0,703542	0,000006	18,619	0,001	15,543	0,001	38,370	0,002
Problème: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ élevé, lié probablement à la présence de calcite. Leaching 6M HCL 5 min à 90°C								
AMB60H	0,704428	0,000006	18,411	0,001	15,541	0,001	38,437	0,003
AMB60H (p-L)	0,704360	0,000005	18,406	0,001	15,534	0,001	38,440	0,002
Problème: Composition isotopique en Pb. Gravier (g) à partir de la roche, poudre initiale (p). Leaching en HBr_{conc} 5 min US.								
SM2A			17,664	0,001	15,545	0,001	37,648	0,001
SM2A (g-L)			18,190	0,001	15,504	0,001	38,253	0,002
SM8A			17,817	0,001	15,538	0,001	37,873	0,003
SM8A (g-L)			18,173	0,001	15,506	0,001	38,277	0,002
SM8A (p-L)			18,165	0,001	15,508	0,001	38,283	0,002
SM8B			18,102	0,001	15,518	0,001	38,143	0,003
SM8B (g-L)			18,207	0,001	15,504	0,001	38,262	0,001
SM8E			18,034	0,001	15,526	0,001	38,071	0,002
SM8E (g-L)			18,214	0,001	15,502	0,001	38,265	0,002
SM13A			18,113	0,001	15,517	0,001	38,187	0,001
SM13A (g-L)			18,171	0,001	15,502	0,001	38,253	0,002
SM17D			18,119	0,001	15,509	0,001	38,208	0,002
SM17D (g-L)			18,158	0,001	15,504	0,001	38,263	0,002
Test sur des échantillons présentant des LOI > 1 %. Leaching en HBr_{conc} ou en 6M HCL pendant 5 min aux US								
SM2A	0,704034	0,000005						
SM2A (g-L HBr)	0,704015	0,000006						
SM8A	0,704185	0,000006						
SM8A (g-L HBr)	0,704148	0,000006						
SM17D	0,704072	0,000006						
SM17D (g-L HCl)	0,704054	0,000006						
Test sur l'intensité du leaching sur les échantillons sous-marins. Leaching 0,1M HCl à froid 5 min US ou 3N HCl 30 min à 50°C								
VB11C (L - 0,1M HCl)	0,703100	0,000006	18,838	0,001	15,536	0,001	38,366	0,002
VB11C DUP (L - 3M HCl)	0,703101	0,000006	18,846	0,001	15,534	0,001	38,369	0,001

Tableau II.8 : Test de leaching sur les éléments les plus sensibles aux processus d'altération, de contamination par l'eau de mer et à la présence de calcite. Les valeurs en rouge n'ont pas été prises en compte dans cette étude. Les légères variations observées au niveau du test sur les échantillons présentant des fort LOI sont principalement dues aux conditions d'analyse (vieillesse des cages de Faraday du Triton).

Six échantillons de l'île de Gaua présentent des compositions isotopiques en plomb très différentes des autres échantillons de l'île, qui ont une faible variabilité de composition. Ces six échantillons présentent tous quelques traces d'altération en lame mince. Des graviers ont été produits à partir des blocs de roches emballées dans un tissu pour éviter tout contact avec le marteau. Les graviers ont ensuite été leachés, préalablement à la séparation du plomb. Les nouvelles analyses sont comparables à la gamme de variation exposée par les autres échantillons de l'île (Tableau II.8). Les mesures des rapports isotopiques du Sr après leaching des 3 échantillons présentant les plus forts LOI, fournissent des valeurs comparables aux premières valeurs obtenues sans leaching.

Les poudres des échantillons sous-marins ont été leachées pendant 5 minutes à froid avec du 0,1M HCl. Un test a été réalisé sur un duplicata, en lui faisant subir un leaching plus intense avec un acide plus concentré (3M HCl), pendant 30 min sur plaque chauffante. Les résultats sont similaires dans les deux cas (Nd et Hf non indiqué), et prouvent que le leaching réalisé sur l'ensemble des échantillons sous-marins est suffisant.

Chapitre II - Méthodologie et techniques analytiques

L'ensemble des données obtenues au cours de cette étude peut donc être considéré comme fiable pour mener l'étude géochimique des laves du Vanuatu.

***Chapitre III – Etude géochimique de l’arc du
Vanuatu***

I. Introduction.....	99
II. Les compositions chimiques et isotopiques des laves du Vanuatu	101
II.1. La minéralogie des laves	101
II.2. Les compositions en éléments majeurs et traces.....	101
II.2.1. Présentation des laves et des différentes séries	101
II.2.2 Les éléments majeurs	105
II.2.3. Les éléments traces	105
II.3. Les compositions isotopiques	108
III. La composition du matériel subducté et du manteau régional.....	114
III.1. Les croûtes et les sédiments subductés.....	114
III.1.1. Les croûtes océaniques altérées.....	115
III.1.2. Les sédiments subductés	117
III.2. Le manteau régional	119
III.2.1. Les fossés du Coriolis	119
III.2.2. Le bassin Nord Fidjien.....	120
III.2.3. Caractérisation isotopique du manteau de la région du Pacifique sud-ouest.....	121
III.2.4. Origine et nature de la source mantellique enrichie	124
IV. Discussion : Origine des variations géochimiques de l’arc.....	127
IV.1. Variation du taux de fusion partielle	128
IV.2. Hétérogénéité du manteau ambiant.....	129
IV.2.1. Enrichissement du manteau au Vanuatu	129
IV.2.2. Nouvelles contraintes isotopiques	130
IV.3. Hétérogénéité du composant de subduction	133
IV.3.1. Hétérogénéité du processus de transfert du composant de subduction.....	133
IV.3.2. Origine des fluides aqueux	135
IV.3.3. Origine des produits de fusion	139
IV.3.4. Modèles de quantification du composant de subduction.....	143
IV.4. Le composant manquant enregistré dans le magmatisme des îles centrales	148
IV.5. Le magmatisme à l’origine des andésites magnésiennes	152
V. Conclusion.....	155

I. Introduction

Les précédentes études de l'arc volcanique du Vanuatu ont permis de mettre en évidence une gamme étendue de variation géochimique des laves produites, que ce soit en terme de teneur en éléments majeurs et traces ou que ce soit au niveau des compositions isotopiques. Depuis l'entrée en subduction de la ride D'Entrecasteaux (~ 3 Ma), la composition des magmas émis en face de cette zone de collision se caractérise par un fort enrichissement en éléments alcalins, en terres rares légères et présente des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ élevés, pour des $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ faibles comparés aux îles positionnées en dehors de la zone d'influence de la collision. D'autre part la terminaison méridionale de l'arc, située au sud-est de la zone de subduction/collision de la ride des Loyauté, se distingue par l'émission atypique d'andésites magnésiennes. L'ensemble des variations jusqu'ici observées le long de l'arc a été attribué dans la littérature (1994 ; Monzier et al., 1997 ; Laporte et al., 1998 ; Turner et al., 1999 ; Pearce et al., 2007 ; Heyworth et al., 2011):

(1) à l'hétérogénéité de la source mantellique des laves, résultant :

- a. d'une part, de la participation de deux manteaux distincts, l'un comparable à celui donnant naissance aux MORB pacifiques, et l'autre, moins appauvri, situé en face de la collision de la ride D'Entrecasteaux et présentant les caractéristiques de celui à l'origine des MORB indiens,
- b. et d'autre part, de la modification des sources mantelliques par l'addition d'un composant de subduction hétérogène sous forme de fluides aqueux et/ou de produits de fusion.

(2) aux variations du taux de fusion partielle du manteau.

Il semble donc que les processus de formation des magmas et les compositions des sources mantelliques le long de l'archipel du Vanuatu soient très variables. A ce jour, seules quelques études isotopiques limitées ont été menées pour tenter d'interpréter cette variabilité. La complexité des signatures enregistrées le long de l'arc du Vanuatu nécessitait donc une étude plus complète et détaillée. La confrontation des rapports isotopiques et des rapports de certains éléments en trace est un outil puissant qui permet de discriminer la nature des composants et les processus impliqués dans la genèse des magmas d'arc.

Dans ce contexte, nous avons choisi de réaliser une nouvelle étude géochimique approfondie sur plus de 80 échantillons de laves, notamment sur les plus primitifs avec 42 échantillons de composition basaltique. Ces produits volcaniques proviennent des différents massifs de 12 édifices volcaniques appartenant à la chaîne active (de Gaua à Hunter, Fig. III.1), et sont répartis en face des différentes structures en rides et bassins de la plaque australienne qui entre en subduction (Fig. III.1). Ces échantillons sont relativement récents et couvrent une période de temps allant de 1,7 Ma à

l'actuel. Cette étude associe la mesure des teneurs en éléments majeurs et traces, à celle des rapports isotopiques du Sr, Nd, Pb et de l'Hf.

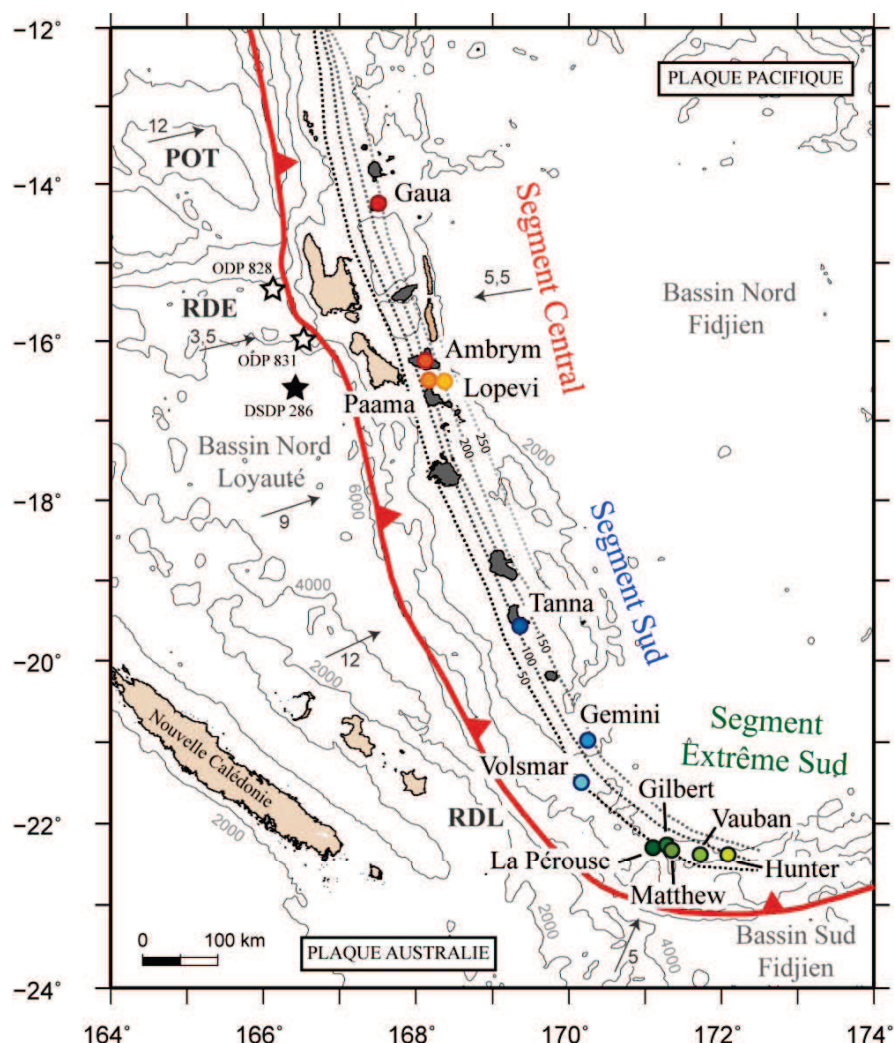


Figure III.1 : Carte bathymétrique de l'arc du Vanuatu, indiquant la position des volcans étudiés au cours de cette étude. Les volcans étudiés sont représentés par des cercles. Les îles volcaniques de la chaîne centrale sont représentées en gris, les autres îles en brun. La ligne rouge avec des triangles représente le front de la subduction de la plaque australienne sous le bassin Nord Fidjien. Les étoiles représentent le forage DSDP 286 (étoile noire) et les forages ODP leg 134 (étoiles blanches) situés sur la plaque australienne. Les volcans Gemini, Volsmar, La Pérouse, Gilbert et Vauban sont des monts sous-marins. Les profondeurs des isobathes sont indiquées en mètres. Les lignes en tirets représentent la profondeur du toit du panneau plongeant, les profondeurs étant indiquées en kilomètres (Syracuse et Abers, 2006). POT, RDE, et RDL pour plateau Ouest Torrès, ride D'Entrecasteaux, et ride des Loyauté. Les vitesses de convergence sont indiquées en cm/a et sont représentées par les flèches (Calmant et al., 2003).

Les échantillons choisis pour analyse couvrent l'ensemble des variations chimiques et isotopiques connues de l'archipel. Ces derniers permettent de multiplier d'un facteur 2 (Sr-Nd-Pb) et d'un facteur 6 (Hf) le nombre de données isotopiques mesurées sur l'archipel. Par ailleurs, cette étude apporte les premières données isotopiques haute résolution en plomb de l'arc du Vanuatu, et présente

pour la première fois une étude géochimique isotopique détaillée de la chaîne de monts sous-marins constituant la terminaison sud de l’archipel. La composition des laves mesurée au cours de cette étude est fournie en annexe (voir Annexe 1 à 6).

Ce travail s’inscrit dans la continuité des précédents travaux et a pour objectif de comprendre les différents facteurs (sources et/ou processus) qui contrôlent la composition des magmas parentaux le long de l’arc du Vanuatu. Nous tenterons à travers ce chapitre de caractériser les différentes sources mantelliques mises en jeu afin de contraindre :

- l’évolution spatio-temporelle de la composition des sources le long de l’arc
- l’extension des différents domaines mantelliques
- la nature du composant de subduction
- les proportions de matière provenant de la plaque plongeante
- les processus de formation des magmas dans le manteau
- le rôle des structures tectoniques transverses sur la genèse des magmas
- l’origine du domaine mantellique présentant les signatures de type océan indien

II. Les compositions chimiques et isotopiques des laves du Vanuatu

II.1. La minéralogie des laves

Les roches choisies pour notre étude sont généralement porphyriques pour les échantillons provenant de coulées de lave. Les pyroclastites sont beaucoup moins riches en phénocristaux. Les basaltes contiennent des olivines, des clinopyroxènes, des plagioclases et des oxydes ferro-titanés. Dans les andésites basaltiques, on observe l’apparition de l’orthopyroxène et la disparition progressive de l’olivine. Les andésites sont majoritairement dominées par le plagioclase. Nous n’observons pas de minéraux hydratés, type amphibole ou mica, ni de minéraux tels que le zircon ou le grenat dans nos échantillons. Une description détaillée de la minéralogie est disponible en annexe.

II.2. Les compositions en éléments majeurs et traces

II.2.1. Présentation des laves et des différentes séries

Les laves du Vanuatu couvrent une grande gamme de variation qui s’étend des basaltes aux dacites (Fig. III.2). Cependant à la différence de ce qui peut être observé dans d’autres archipels volcaniques, l’arc du Vanuatu se caractérise par l’émission de roches majoritairement peu différenciées (faible teneur en SiO_2). Il comprend notamment des basaltes riches en magnésium présentant des teneurs en MgO supérieures à 8 % (Fig. III.5a), parfois sous forme d’ankaramites. L’arc

volcanique du Vanuatu se distingue également par l'émission sur certaines îles (Gaua, Ambrym) de laves très alcalines, situées au-dessus de la droite d'alcalinité dans un diagramme K_2O+Na_2O versus SiO_2 (Fig. III.2).

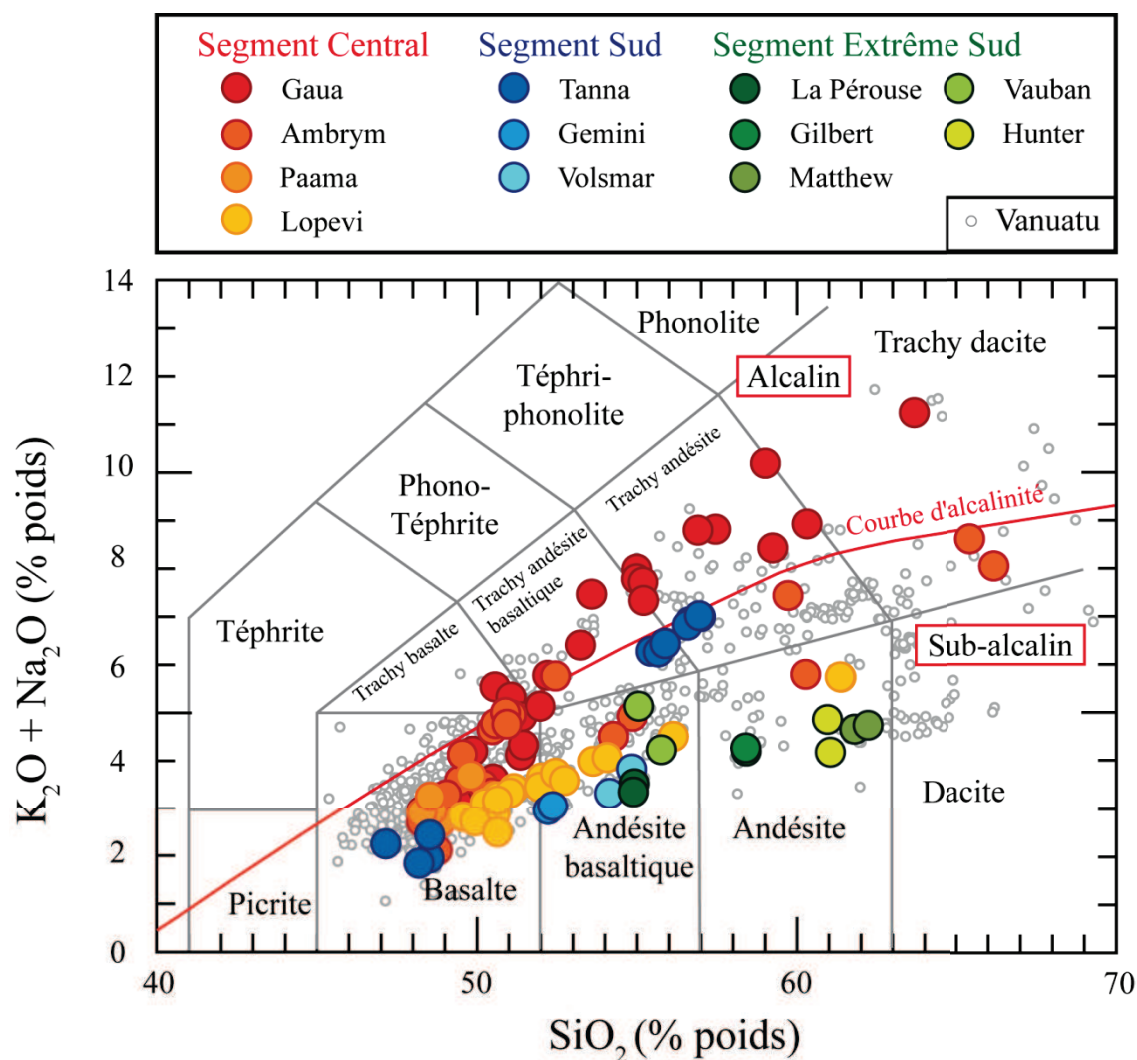


Figure III.2 : Diagramme Total Alkali Silica (TAS) (Le Bas et al., 1986), K_2O+Na_2O versus SiO_2 , représentant la gamme de variation des laves du Vanuatu. Les oxydes sont exprimés en % poids. Les grands cercles correspondent aux laves de cette étude. Les petits cercles gris représentent l'ensemble des échantillons du Vanuatu provenant de la bibliographie (Georoc), ou de données non publiées fournies par Claude Robin. La courbe d'alcalinité en rouge sépare les domaines alcalin et sub-alcalin (Miyashiro, 1978).

Les laves d'arc sont généralement classées dans un diagramme AFM (alcalins-fer-magnésium) proposé par Irvine et Baragar (1971), qui permet de distinguer les domaines tholéitique et calco-alcalin. La composition des laves de l'arc du Vanuatu se situe le long de la courbe de discrimination, à l'exception des laves provenant de la ride de Hunter qui se situent très distinctement dans le champ « calco-alcalin », et présentant de faibles rapports FeO_{total}/MgO (Fig. III.3). Les roches les plus magnésiennes (excepté les laves de la ride de Hunter) se situent quant à elle au-dessus de la courbe de discrimination, dans le domaine tholéitique (Fig. III.3).

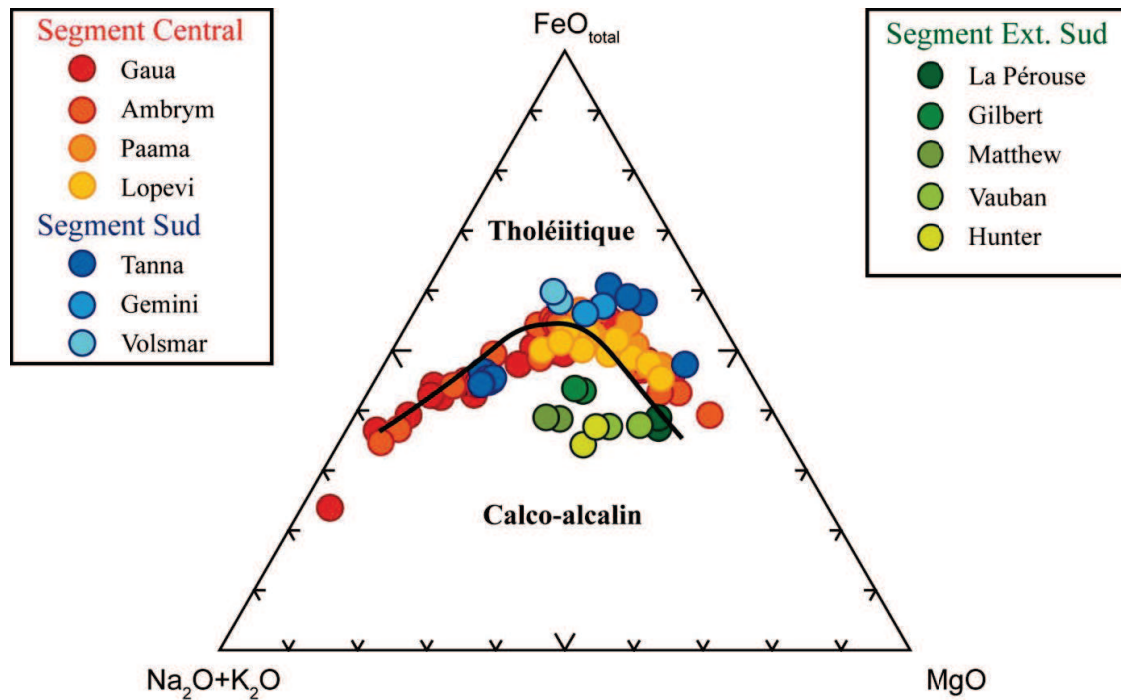


Figure III.3 : Diagramme AFM (Alcalin ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) Fer ($\text{FeO}_{\text{total}}$) Magnésium (MgO)) (Irvine et Baragar, 1971), permettant de discriminer le caractère tholéitique ou calco-alcalin des laves d'arcs. La séparation des deux domaines est indiquée par la courbe de discrimination en noir. Les oxydes sont en % poids.

Les laves d'arc sont également classifiées dans la littérature en fonction de leur teneur en K_2O , qui s'avère être un paramètre très discriminant en contexte de subduction (Peccerillo et Taylor, 1976). Les laves les plus primitives de l'archipel présentent une gamme de variation en K_2O couvrant pratiquement celle observée dans l'ensemble des arcs intra-océaniques mondiaux, s'étendant des tholéiites pauvres en K_2O jusqu'aux shoshonites très enrichies en K_2O (Fig. III.4). L'émission de magmas shoshonitiques en contexte d'arcs intra-océanique est assez peu commune. Seuls les arcs des Fiji, des Mariannes et de la Sonde enregistrent également ce type de magmas (Müller et al., 1992).

Enfin l'archipel du Vanuatu se distingue au niveau de sa terminaison sud, en produisant des andésites magnésiennes présentant des teneurs élevées en SiO_2 ($> 54\%$) et en MgO ($> 4\%$) (Fig. III.5a). Ce type de magmatisme est relativement atypique, mais il est observé dans d'autres arcs intra-océaniques (Kelemen et al., 2003).

Comme l'ont préalablement suggéré d'autres auteurs dans la bibliographie (Gorton, 1977 ; Dupuy et al., 1982 ; Monzier et al., 1997), nous pouvons donc identifier 3 séries de laves distinctes :

- (1) La première série s'étend des tholéiites d'arc aux roches calco-alkalines moyennement enrichies en K_2O . Cette série est dite « normale », car conforme avec ce qui est observé dans les autres arcs intra-océaniques. Cette série se retrouve sur l'ensemble de l'arc avec des échantillons provenant des îles de Paama et de Lopevi, du Mont Garet (cône actif de l'île de Gaua), des ankaramites du Tuvio et une partie de la série pyroclastique d'Ambrym, du Tukosmeru de l'île de Tanna et les monts sous-marins de Gemini et de Volsmar.

- (2) La seconde série s'étend des roches calco-alcalines enrichies en K_2O aux shoshonites. Cette série est dite « enrichie ». Elle comprend la plupart des produits volcaniques de Gaua (pré et syn-caldera) et d'Ambrym, îles situées en face de la zone de collision avec la ride D'Entrecasteaux, mais également dans des produits émis par le Yasur, cône actif situé sur l'île de Tanna plus au sud.
- (3) La troisième série est celle des andésites riches en magnésium enregistrées au niveau de la ride de Hunter. Elle présente les enrichissements les plus faibles en K_2O .

Les deux premières séries correspondent à la définition des laves d'arc de Jakes and Gill (1970), tandis que les andésites magnésiennes pourraient correspondre à des boninites riches en calcium (1993). L'ensemble des volcans du Vanuatu émet une série magmatique faiblement enrichie en K_2O . Toutefois, les îles faisant directement face à la collision de la ride D'Entrecasteaux (Gaua, Ambrym) sont constituées principalement de laves appartenant à la série enrichie en K_2O . L'expression de la série riche en K_2O tend à diminuer progressivement en s'éloignant de la zone de collision (Barsdell et al., 1982).

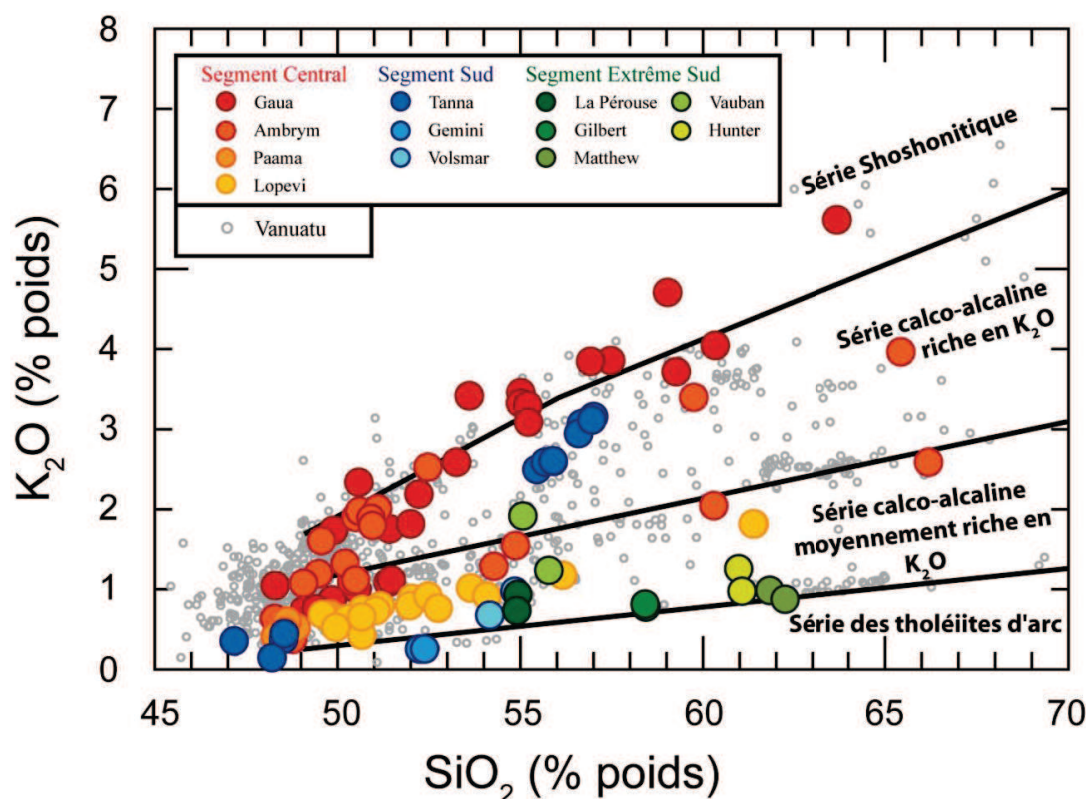


Figure III.4 : Diagramme K_2O versus SiO_2 (% poids) illustrant la diversité d'enrichissement en potassium des laves du Vanuatu. Les lignes séparatrices des différents champs proviennent des travaux de Peccerillo et Taylor (1976).

II.2.2 Les éléments majeurs

Sur la figure III.5, on peut voir que les basaltes ($< 52\%$ SiO_2) de cette étude présentent des teneurs élevées en CaO comprises entre 8 et 13 % poids, en Fe_2O_3 (9 à 13 %), et en Al_2O_3 (12 à 20 %). Les teneurs en MgO, Fe_2O_3 , et CaO diminuent avec l'augmentation des teneurs en SiO_2 , tandis que les teneurs en Al_2O_3 croissent jusqu'à $\sim 51\%$ de SiO_2 , puis chutent au delà. Les roches volcaniques de la ride de Hunter présentent des teneurs élevées en MgO atteignant 9 % pour 55 % de SiO_2 . Les andésites magnésiennes ont des compositions légèrement plus enrichies en CaO et moins enrichies en Fe_2O_3 , et en Al_2O_3 que le reste de l'arc pour des teneurs comparables en SiO_2 . Les laves riches en K_2O montrent des teneurs plus faibles en Al_2O_3 pour des compositions basiques.

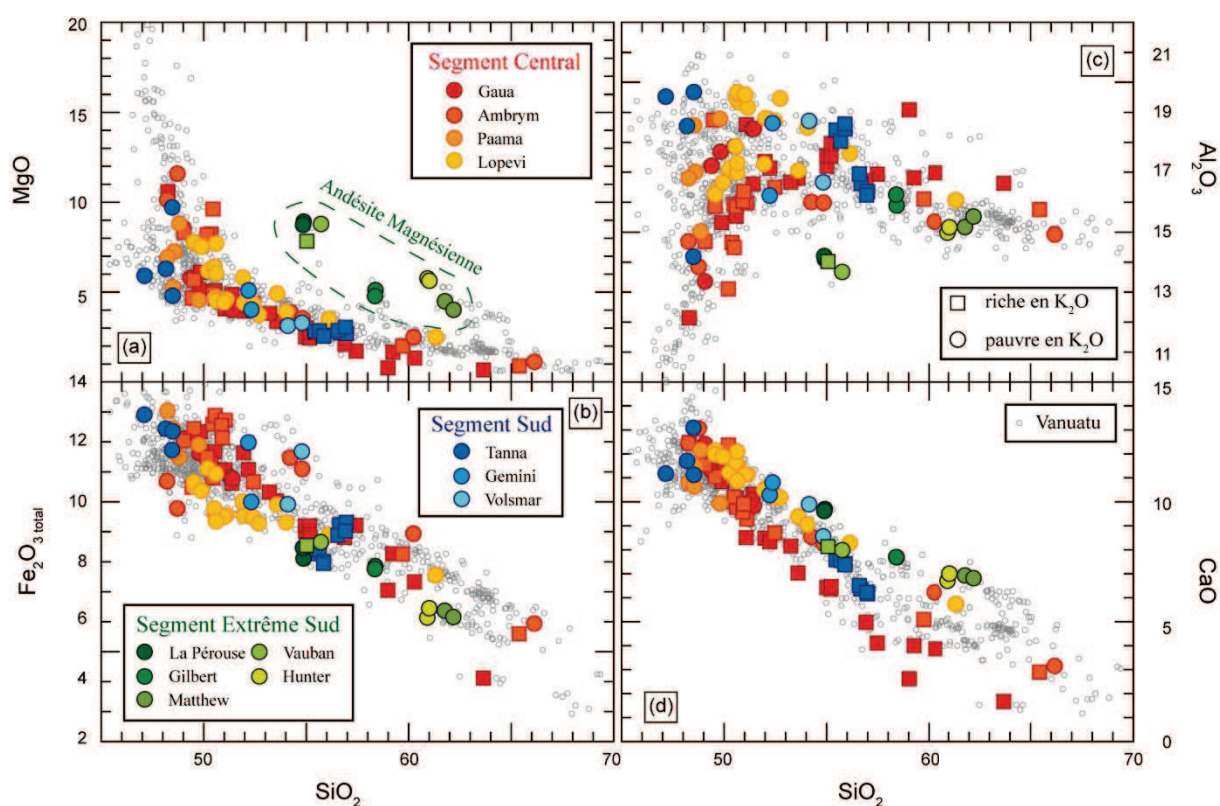


Figure III.5 : Diagrammes (a) MgO (b) Fe_2O_3 total (c) Al_2O_3 (d) CaO versus SiO_2 pris comme indice de différenciation des magmas. Les oxydes sont exprimés en % poids et ont été recalculés à 100 % en base anhydre. Les carrés représentent les laves situées dans les champs des shoshonites et des roches calco-alcalines riches en K_2O dans la Figure III.4, tandis que les ronds représentent les laves situées dans les champs des tholéiites d'arcs et des roches calco-alcalines moyennement riches en K_2O .

II.2.3. Les éléments traces

Dans un diagramme normalisé aux N-MORB (Fig. III.6), les spectres des laves du Vanuatu sont typiques du magmatisme d'arc avec un enrichissement en LILE et un appauvrissement en HFSE comparé aux terres rares de degré d'incompatibilité similaire (i.e. Ba/La : 5-60 ; La/Nb : 3-14 ;

Ba/Nb : 50-500 ; valeurs non normalisées). Ils présentent une anomalie négative en Hf et Zr par rapport aux terres rares les plus proches (Nd et Sm) dans les produits les plus basiques, une particularité qui n'est pas observée dans tous les arcs volcaniques. Cette anomalie tend à diminuer avec l'augmentation des teneurs en SiO₂ des laves.

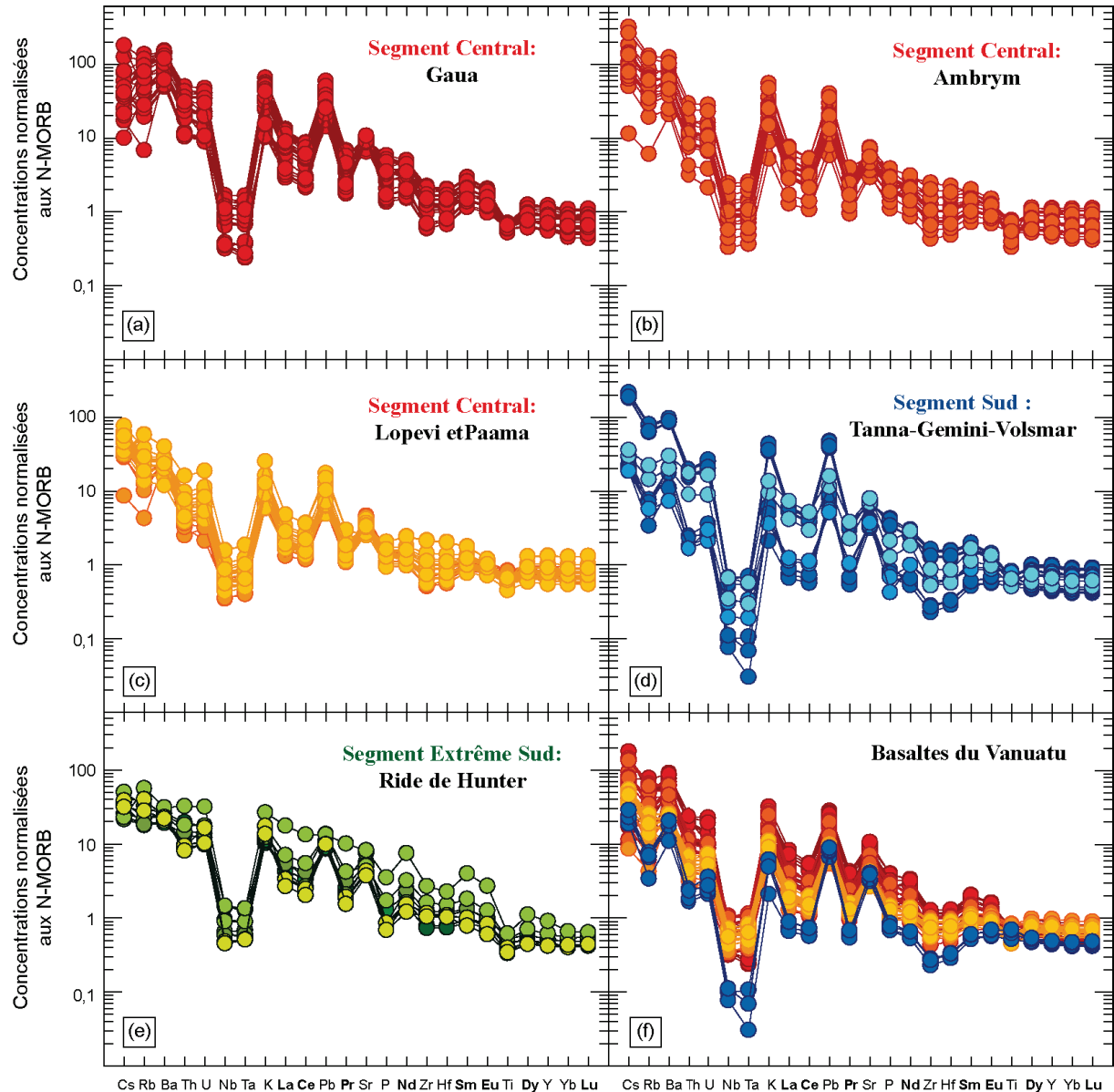


Figure III.6 : Spectres d'éléments traces normalisés aux N-MORB (Sun et McDonough, 1989) des laves du Vanuatu de cette étude.

Les laves du Vanuatu présentent pratiquement toutes dans un diagramme normalisé aux chondrites (Fig. III.7) des enrichissements en LREE par rapport au HREE (i.e. La/Yb : 1-23), les plus forts étant enregistrés dans les laves appartenant à la série riche en K₂O et par les andésites magnésiennes. Certaines laves montrent une légère anomalie négative en Ce (Fig. III.7f).

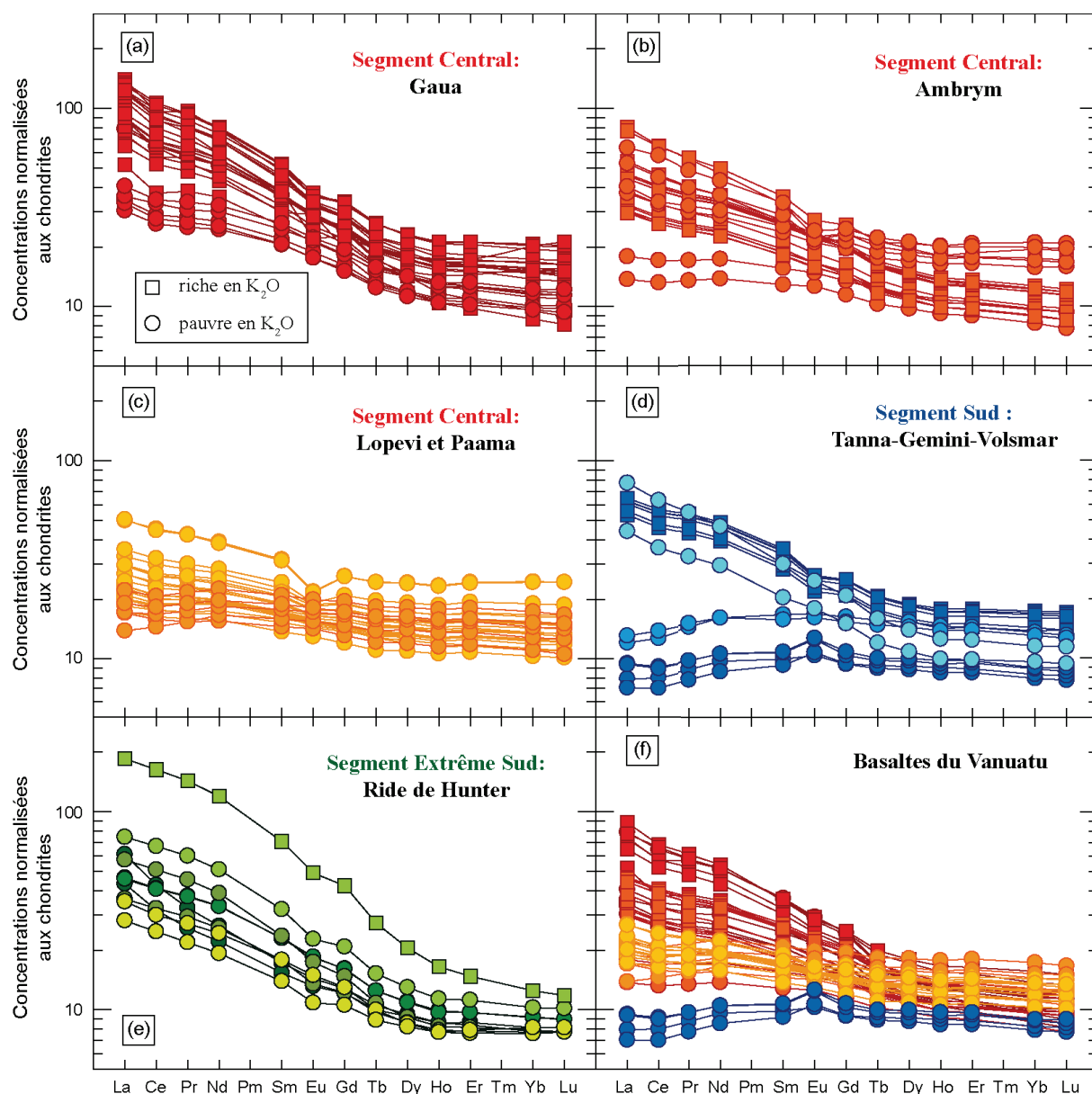


Figure III.7 : Spectres de terres rares normalisés à la chondrite C1 Orgueil (McDonough et Sun, 1995) des laves du Vanuatu de cette étude. Les basaltes ont des teneurs en $\text{SiO}_2 < 52\%$.

A l'échelle d'une île (Gaua, Ambrym Tanna), les laves riches en K_2O ont des rapports Ba/La plus faibles que celles moins enrichies en K_2O (Fig. III.8). Les andésites magnésiennes présentent de très faibles rapports Ba/La (< 20) pour des laves d'arcs. Les rapports La/Nb sont très variables sur l'ensemble de l'arc et ne semblent pas avoir de lien avec l'alcalinité des laves. Les roches volcaniques de Gaua, et de Tanna enregistrent les plus forts rapports La/Nb (6-14), tandis que les laves des îles d'Ambrym, de Paama, et Lopevi présentent toutes des rapports plus faibles (3-6) (Fig. III.8). Les valeurs du rapport La/Nb dans les andésites magnésiennes sont très variables et couvrent l'ensemble de la gamme observée dans le reste de l'arc.

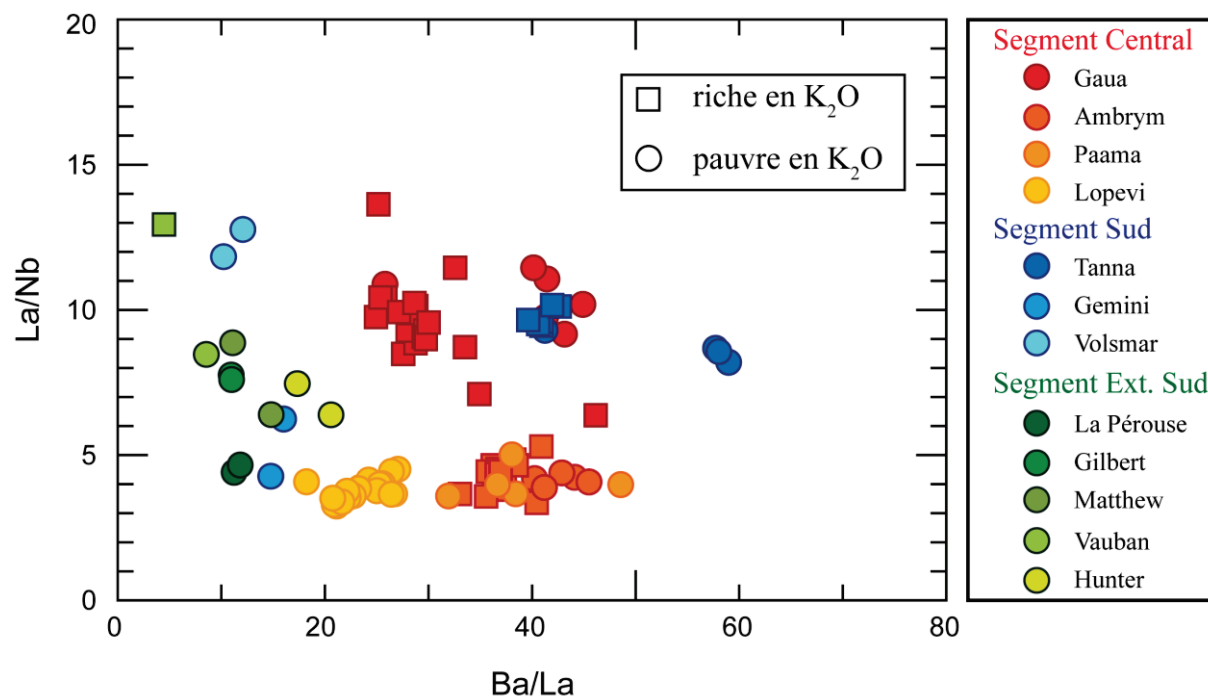


Figure III.8 : Diagramme La/Nb versus Ba/La.

II.3. Les compositions isotopiques

La gamme de variation isotopique mesurée dans les laves du Vanuatu est relativement restreinte comparée à celle rapportée dans les arcs intra-océaniques (Fig. III.9). Les laves du Vanuatu présentent néanmoins les caractéristiques typiques des arcs volcaniques dans les diagrammes isotopiques, à savoir un déplacement au dessus de la "corrélant mantellique" dans le diagramme Nd-Sr pour les valeurs les plus radiogéniques en Sr (DePaolo et Wasserburg, 1977) et une corrélation positive dans un diagramme Hf-Nd (Fig. III.9a et b). En revanche dans un diagramme $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, les laves des arcs intra-océaniques présentent classiquement une corrélation positive (Woodhead, 1989), que l'on ne retrouve pas avec les laves du Vanuatu (Fig. III.9d).

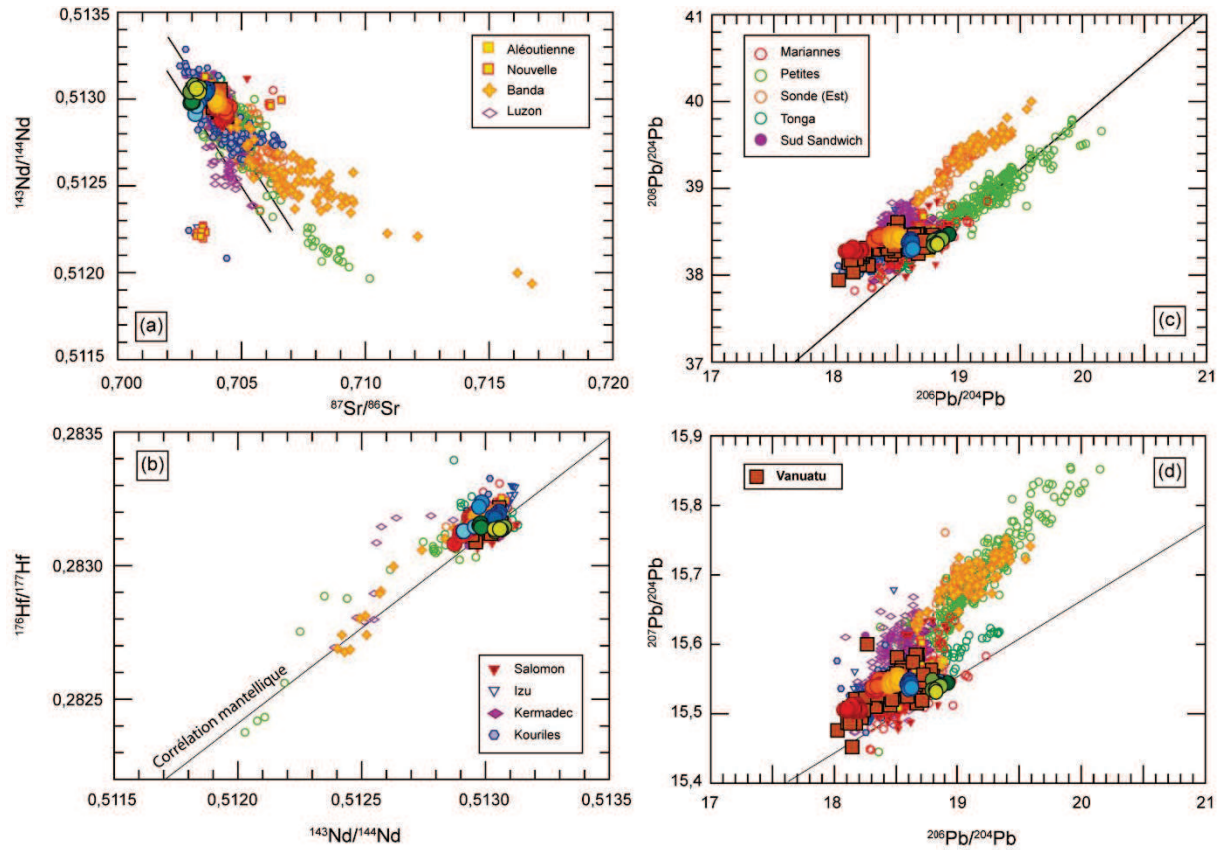


Figure III.9 : Diagrammes isotopiques (a) $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (b) $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ versus $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (c) $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (d) $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, représentant les compositions des laves de cette étude en comparaison des laves d'autres arcs intra-océaniques (compilation GEOROC). Les lignes noires délimitent le champ de corrélation (a) ou la droite de corrélation (b, c, d) mantellique (Hofmann et White, 1982 ; Hart, 1984 ; Graham et al., 2006)

Les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des laves du Vanuatu s'étendent de 0,7029 à 0,7046, les rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ varient de 0,51288 à 0,51308 et les rapports $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ vont de 0,28308 à 0,28324 (Fig. III.10a et b). Les rapports isotopiques de plomb (Fig. III.10c et d) varient de 18,05 à 18,95 ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$), de 15,50 à 15,56 ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$), de 38,20 à 38,50 ($^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$).

La gamme de variation isotopique en Sr-Nd-Hf-Pb (Fig. III.11) couvre celles rapportées dans la littérature (Peate et al., 1997 ; Laporte et al., 1998 ; Turner et al., 1999 ; Raos et Crawford, 2004 ; Pearce et al., 2007 ; Handley et al., 2008). D'autre part les nouvelles données provenant des monts sous-marins de la ride de Hunter présentent des compositions isotopiques qui se positionnent en partie en dehors du champ des laves du Vanuatu tel que rapporté dans la littérature.

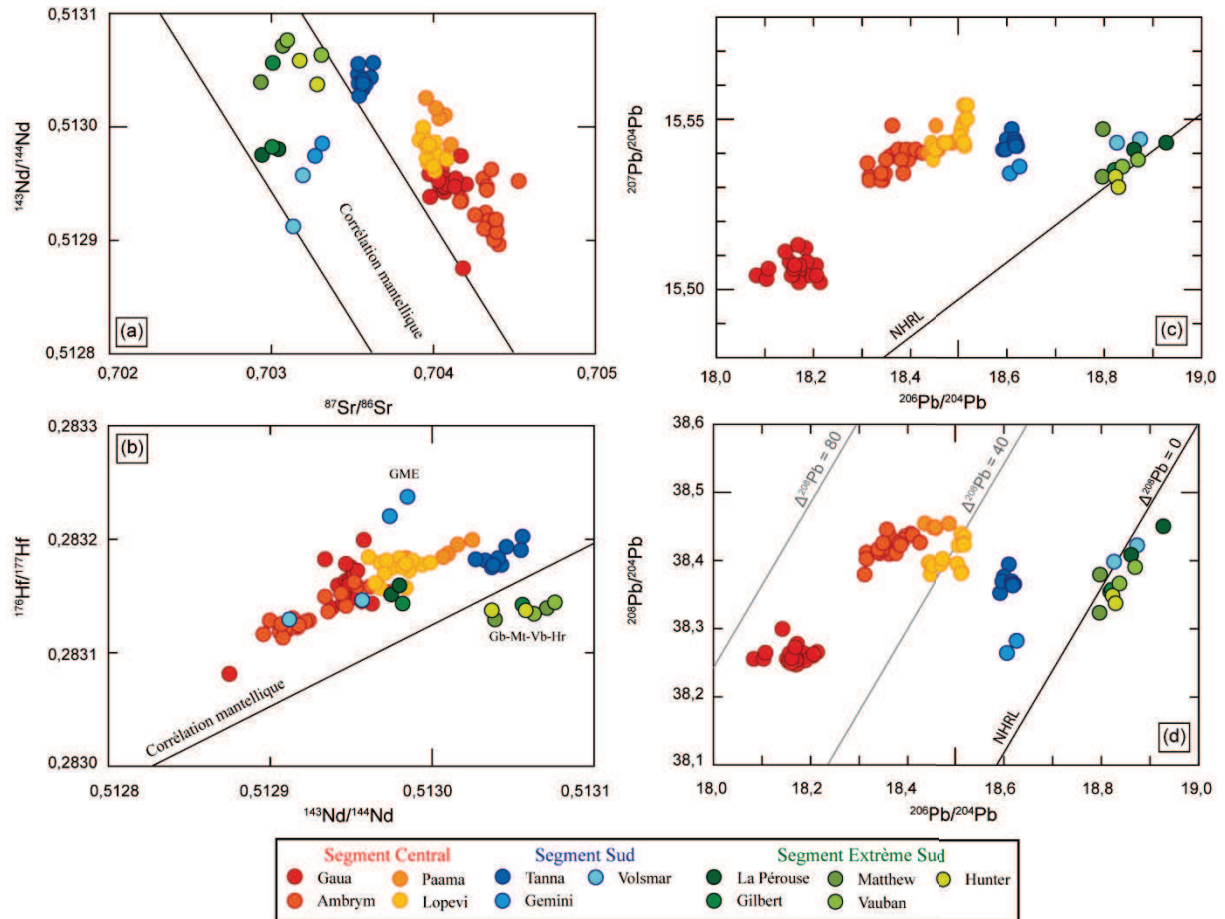


Figure III.10 : Diagrammes isotopiques agrandis (a) $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (b) $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ versus $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (c) $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (d) $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, représentant les données de cette étude. Les lignes noires représentent les corrélations mantelliques (cf. Fig. III.9). Le $\Delta^{208}\text{Pb}$, marqué par les lignes grises, représente l'écart à la NHRL (Northern Hemisphere Reference Line) définie par Hart (1984).

Les compositions isotopiques en Sr des laves de cette étude permettent de distinguer deux domaines distincts : les laves émises par les îles « centrales » présentent des rapports isotopiques élevés avec des valeurs supérieures à 0,7037, tandis que les laves émises plus au sud montrent des rapports plus faibles (Fig. III.10a et III.12b). Les roches volcaniques provenant de la ride de Hunter enregistrent les plus faibles valeurs en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Cette segmentation n'est pas identifiée de façon aussi nette avec les compositions isotopiques en Nd. Les îles centrales ont des valeurs faibles en $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ($< 0,51303$), tandis que les îles plus au sud montrent des valeurs plus élevées, exception faite des volcans proches de la zone de collision de la ride des Loyauté (de Gemini à Gilbert) qui ont des valeurs comparables aux laves des îles centrales (Fig. III.10a et III.12e). En revanche les variations spatiales mises en évidence au travers des isotopes du Sr et du Nd sont moins prononcées en Hf (Fig. III.12f).

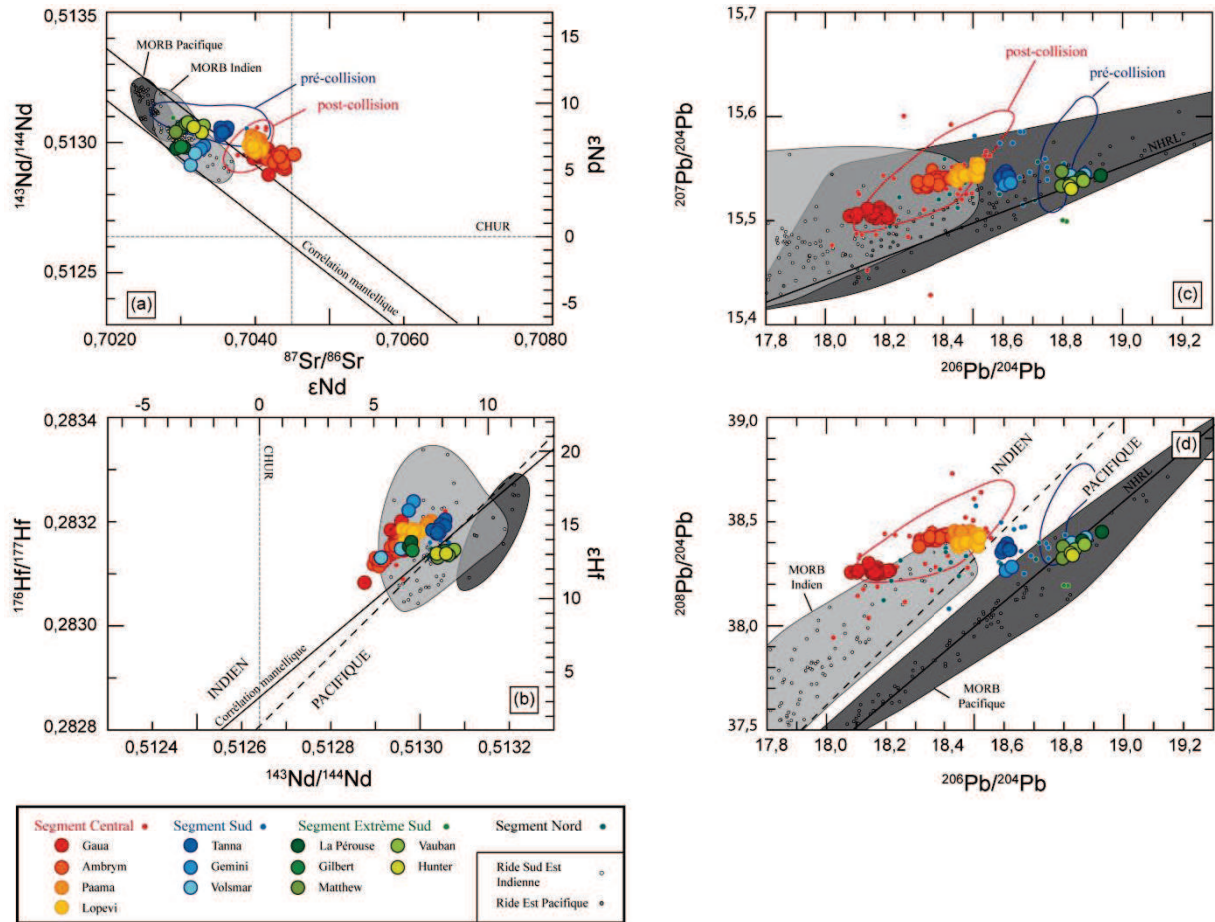


Figure III.11 : Diagrammes isotopiques (a) $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (b) $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ versus $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (c) $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (d) $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ représentant la composition des laves du Vanuatu. Les petits ronds de couleur correspondent aux données publiées du Vanuatu (Peate et al., 1997 ; Laporte et al., 1998 ; Turner et al., 1999 ; Raos et Crawford, 2004 ; Pearce et al., 2007 ; Handley et al., 2008). Les champs bleu et rouge correspondent aux données enregistrées dans les volcanites du bassin sédimentaire Nord Aoba, avant (Unité VII à V) et après (Unité II à I) la collision de la ride D'Entrecasteaux (Briqueu et al., 1994). Les champs des MORB Pacifique (en gris foncé) et des MORB Indien (en gris clair) correspondent respectivement aux données de la ride est-pacifique et de la ride sud-est indienne (données filtrées, comprenant uniquement les laves émises dans des zones éloignées des points chauds) compilées par Meyzen et al., (2007). Les lignes noires représentent les corrélations mantelliques (cf. Fig. III.9). Les lignes en tirets représentent la limite entre les domaines mantelliques indien et pacifique proposée en (b) par Pearce et al. (2007) et en (d) par Kempton et al. (2002). ϵNd et ϵHf sont calculés respectivement en fonction de la valeur du CHUR (CHondritic Uniform Reservoir) en $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (Wasserburg et al., 1981) et du BSE (Bulk Silicate Earth) en $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ (Blichert-Toft et Albarède, 1997). Les lignes en pointillées représentent la valeur isotopique du CHUR en $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et la valeur estimée du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de la Terre totale (White, 2013).

Les rapports isotopiques $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ des laves du Vanuatu présentent une forte variation le long de l'arc, se traduisant par un gradient nord-sud, depuis des valeurs remarquablement faibles (~ 18) enregistrées au niveau des produits volcaniques de Gaua, pour atteindre des valeurs plus élevées (~ 19) dans les laves émises au niveau de la terminaison sud (Fig. III.12c). En revanche les valeurs des

rapports $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ sont relativement constantes ($\sim 15,54$; $\sim 38,35$). L'augmentation croissante du rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ est associée à une forte diminution du $\Delta^{208}\text{Pb}$, de 80 à Gaua jusqu'à des valeurs légèrement négatives au niveau de la ride de Hunter comparables à celle des MORB émis dans les océans de l'hémisphère nord (Fig. III.12). Le $\Delta^{208}\text{Pb}$ représente l'écart à la "Northern Hemisphere Reference Line" définie par Hart en 1984 dans un diagramme isotopique $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (NHRL : droite de référence qui représente la variation isotopique enregistrée dans les MORB émis dans les océans Pacifique et Atlantique Nord). D'autre part il faut noter que les co-variations des différents isotopes avec le rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ sont opposées à celles classiquement observées dans les basaltes émis au niveau des rides océaniques : l'augmentation du rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ est ici associée à une diminution du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et une augmentation du rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Enfin les échantillons de notre étude montrent que chaque île ou édifice volcanique a sa propre signature isotopique et ne semble pas évoluer significativement au cours du temps.

Les différents segments de l'arc, du sud au nord, présentent des signatures isotopiques distinctes (Fig. III.11 et III.12):

- La ride de Hunter (andésites magnésiennes) est caractérisée par les plus faibles rapports isotopiques en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, une grande variabilité en $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ couvrant l'ensemble de la gamme de variation de l'archipel, pour des valeurs relativement constantes en Hf. Seul le mont sous-marin Gemini présente des valeurs plus élevées en $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$, soit les valeurs les plus radiogéniques de l'arc ($\sim 0,28323$). Les laves de la ride de Hunter présentent également les valeurs les plus élevées en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de l'arc (18,8-18,9) et se situent le long de la NHRL dans les diagrammes isotopiques Pb-Pb. Les laves issues des volcans situés entre Gilbert et Hunter sont placées sous la droite de corrélation mantellique dans un diagramme isotopique Hf-Nd, dans le domaine mantellique pacifique établi par Pearce et al. (2007) dans la région du Pacifique sud-ouest, tandis que les monts sous-marins La Pérouse et Gilbert sont situés dans le domaine mantellique indien. Il faut noter que ces deux signatures sont enregistrées au niveau du mont sous-marin Gilbert.

- Le segment sud (Tanna \pm Gemini et Volsmar) se caractérise par des compositions isotopiques faibles en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et intermédiaires en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ($\sim 18,6$), avec un faible déplacement au-dessus de la NHRL dans un diagramme Pb-Pb. Ces laves se positionnent dans le domaine mantellique pacifique (Kempton et al., 2002) dans un diagramme isotopique Pb-Pb, tandis qu'elles se situent dans le domaine mantellique indien dans un diagramme isotopique Hf-Nd. Les volcans Gemini et Volsmar présentent dans certains systèmes isotopiques des caractéristiques comparables à celle de la ride de Hunter, ceci ne permettant pas d'établir de façon précise la limite entre les deux segments.

- Les îles centrales caractérisées par des compositions qui se situent dans le champ isotopique des MORB indiens dans les diagrammes Pb-Pb et Hf-Nd sont plus atypiques. Elles présentent des rapports élevés en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\Delta^{208}\text{Pb}$, mais faibles en $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, pour des valeurs très faibles en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (18-18,5). Ces caractéristiques correspondent à celle de l'anomalie DUPAL définie par

Hart en 1984. Les laves des îles de Lopevi et de Paama ont des compositions isotopiques intermédiaires entre celles des îles de Gaua et d'Ambrym (au nord), et celles de Tanna (au sud).

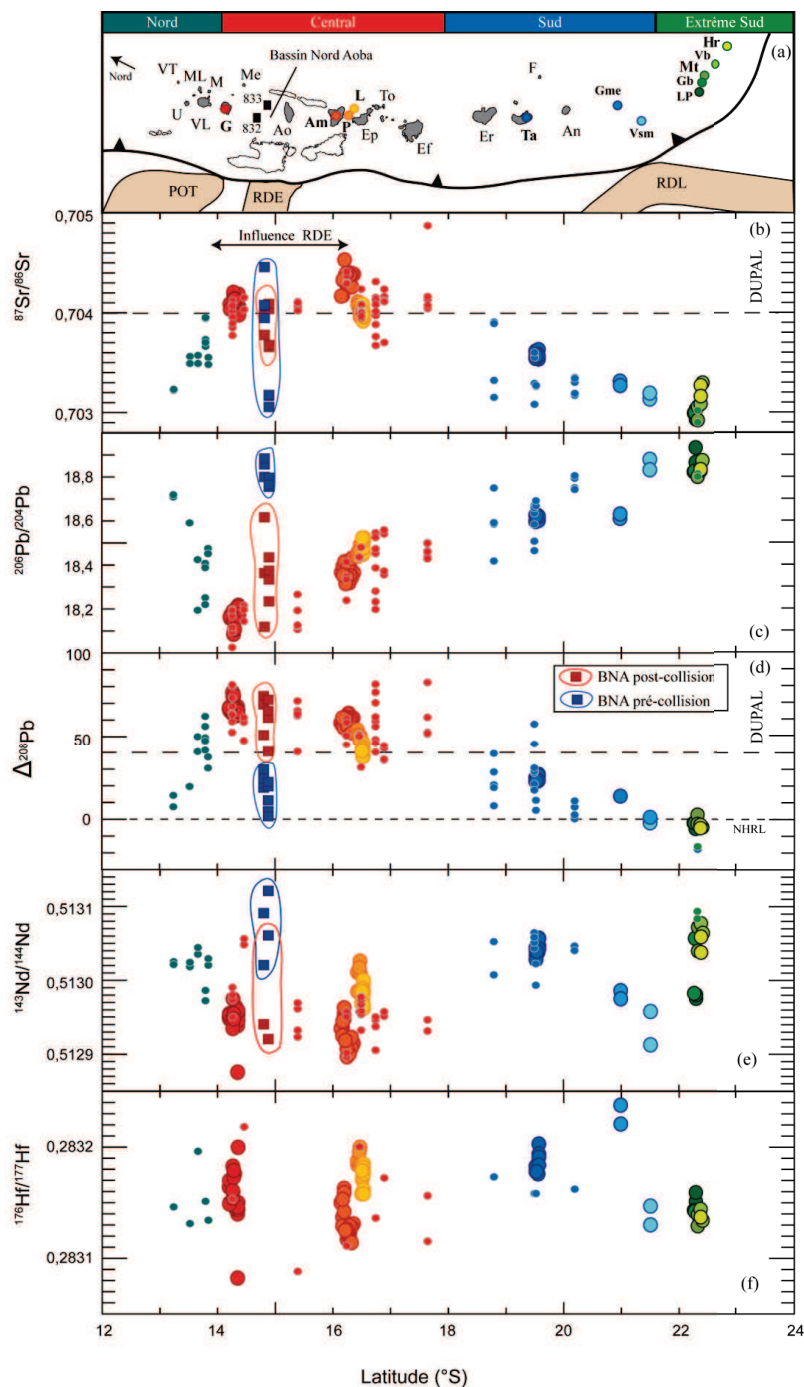


Figure III.12 : Variation des compositions isotopiques des laves le long de l'arc. (a) Carte de localisation des échantillons. Diagrammes (b) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (c) $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (d) $\Delta^{208}\text{Pb}$ (e) $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (f) $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ en fonction de la latitude. Les forages ODP 832 et 833 sont représentés par des carrés noirs sur la carte. Dans les diagrammes, les carrés bleus et rouges représentent les compositions des sédiments volcanoclastiques du bassin Nord Aoba (BNA), respectivement pré- et post-collision de la ride D'Entrecasteaux (Briqueu et al., 1994). La NHRL (ligne en petit tiret) et le domaine de l'anomalie DUPAL (délimité par la ligne en grand tiret) proviennent de l'étude de Hart (1984). Les petits symboles de couleur sont les données de la littérature (voir Fig. III.11).

III. La composition du matériel subducté et du manteau régional

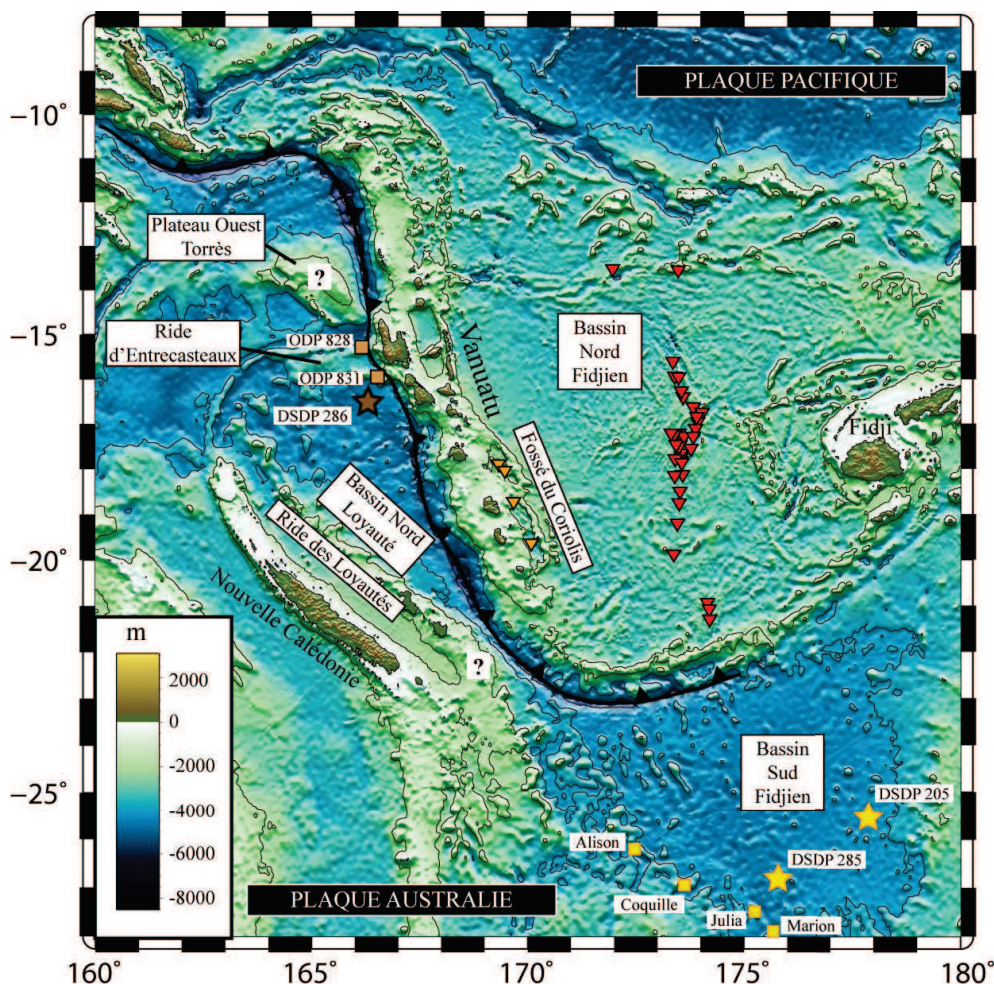


Figure III.13 : Carte de localisation des échantillons appartenant aux rides et bassins de la plaque subductée, et aux fossés et bassins arrière arc. La provenance des échantillons est détaillée dans le texte.

III.1. Les croûtes et les sédiments subductés

La connaissance de la composition élémentaire et isotopique du matériel qui entre en subduction est fondamentale, car celui-ci donne en partie son empreinte géochimique au manteau source des magmas d'arc, via les transferts de matière s'effectuant entre la plaque plongeante et le coin de manteau. De nombreuses rides et bassins subductent le long de la fosse du Vanuatu, mais tous n'ont pas été échantillonnés et/ou fait l'objet d'une analyse géochimique. Des mesures isotopiques (Sr-Nd-Pb-Hf) couplées à des analyses élémentaires (souvent parcellaires) ont ainsi été réalisées sur les produits volcaniques de:

- la croûte ignée de la ride D'Entrecasteaux (Nord et Sud) entrant en subduction en face des îles centrales (Collot et al., 1992 ; Briquieu et al., 1994 ; Coltorti et al., 1994b ; Peate et al., 1997).
- la croûte ignée du bassin Nord Loyauté subductant en face des îles du segment sud, ainsi que les sédiments volcanoclastiques qui la recouvrent (Briquieu et Lancelot, 1983 ; Briquieu et al., 1994 ; Peate et al., 1997 ; Pearce et al., 2007 ; Vervoort et al., 2011).
- la croûte ignée du bassin Sud-Fidjien subductant en face de la ride de Hunter (Mortimer et al., 2007 ; Pearce et al., 2007 ; Todd et al., 2011).

Les compositions des roches de la ride des Loyauté sont quasi-inexistantes, et aucune donnée n'est disponible pour les sédiments du bassin Sud Fidjien.

III.1.1. Les croûtes océaniques altérées

Les spectres d'éléments en trace montrent une signature typique de bassin d'arrière arc pour la croûte des bassins Nord-Loyauté (Peate et al., 1997) et Sud-Fidjien (Mortimer et al., 2007), ainsi que pour la ride Nord D'Entrecasteaux (Coltorti et al., 1994b) (Fig. III.14). Les échantillons de la chaîne Sud D'Entrecasteaux montrent des signatures typiques de lave d'arc (Collot et al., 1992). Les monts sous-marins Alison et Julia du bassin Sud Fidjien présentent des signatures de BABB, tandis que les monts sous-marins Coquille et Marion ont des signatures d'îles océaniques avec des enrichissements préférentiels en éléments les plus incompatibles (Mortimer et al., 2007).

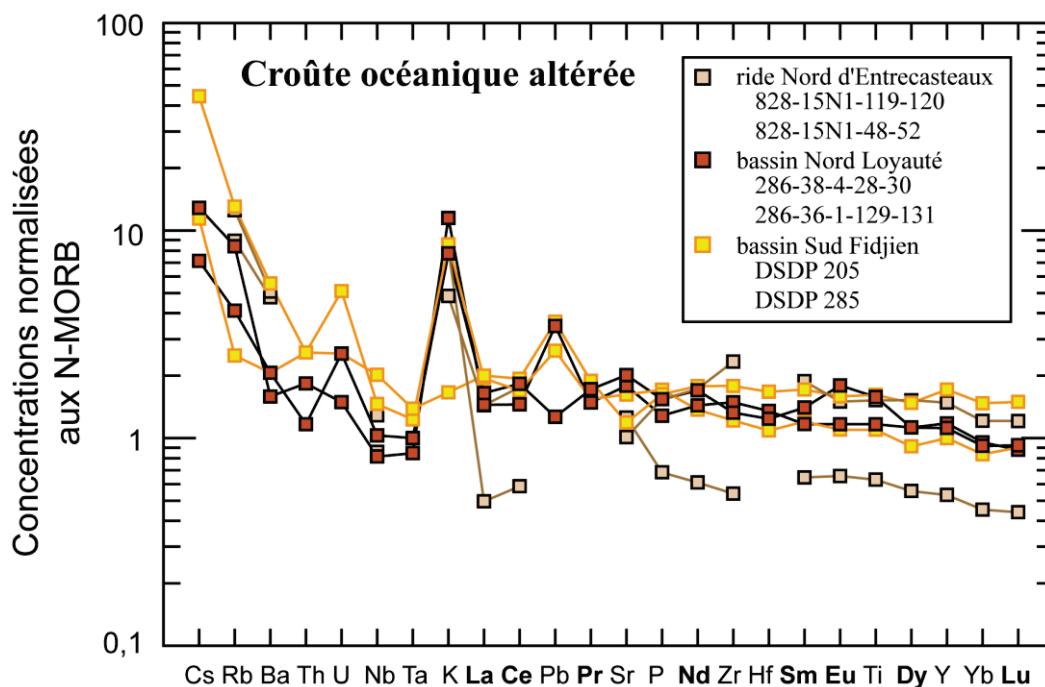


Figure III.14 : Spectres d'éléments en traces de basaltes normalisés aux N-MORB (Sun et McDonough, 1989) provenant de la croûte océanique altérée des différentes structures géologiques entrant en subduction au niveau

de la fosse du Vanuatu (Coltorti et al., 1994b ; Peate et al., 1997 ; Mortimer et al., 2007). La localisation des échantillons est indiquée sur la figure III.13.

Les compositions isotopiques en Nd des croûtes ignées présentent toutes des valeurs supérieures à 0,51305, excepté un échantillon provenant du bassin Nord Loyauté (0,5129) (Fig. III.15). Les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sont également tous inférieurs à 0,7038, sauf pour les roches volcaniques de la ride Nord D'Entrecasteaux, probablement plus altérés et qui ont des valeurs plus élevées comprises entre 0,704 et 0,707 (Briqueu et al., 1994).

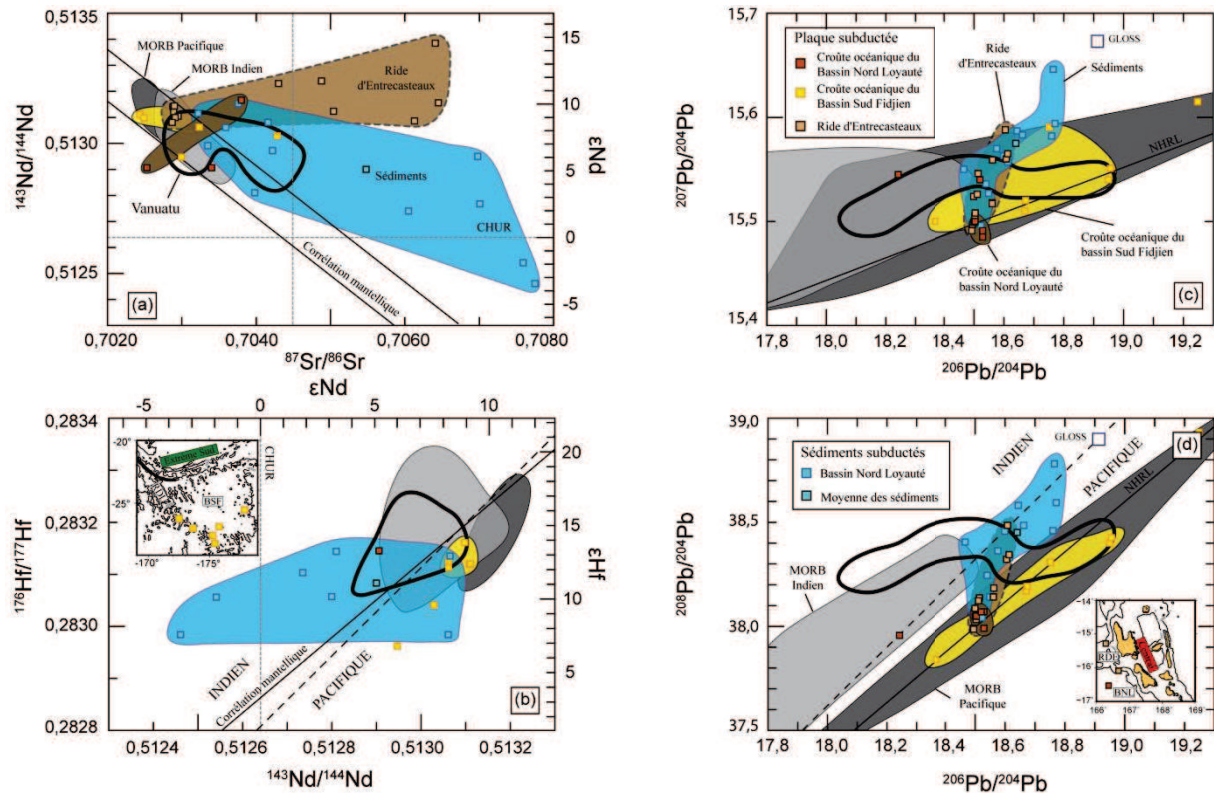


Figure III.15 : Diagrammes isotopiques (a) $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (b) $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ versus $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (c) $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (d) $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ représentant la composition des différentes croûtes océaniques et sédiments subductés. Le champ noir représente les données du Vanuatu issues de cette étude. La composition des sédiments subductés provient des travaux de Briqueu et al. (1994), Peate et al. (1997), Pearce et al. (2007), et de Vervoort et al. (2011). La composition des sédiments mondiaux (GLOSS) est issue de l'étude de Plank et Langmuir (1998). Les données de la croûte océanique du bassin Nord Loyauté proviennent des travaux de Briqueu et al. (1994), Peate et al. (1997) et de Pearce et al. (2007), celles de la croûte du bassin Sud Fidjien et des monts sous-marins (OIB) proviennent des travaux de Pearce et al. (2007), Todd et al. (2011). Les données de la ride D'Entrecasteaux correspondent aux forages 832 et 833 ODP leg 134 et proviennent des travaux de Briqueu et al., (1994) et de Peate et al. (1997). Les cartes localisent les échantillons de la plaque subductée. Le champ jaune du bassin Sud Fidjien n'inclut pas les OIB. Le champ marron de la croûte du bassin Nord Loyauté n'inclut pas les données non leachées (et donc potentiellement altérées).

Les échantillons du bassin Nord Loyauté et de la ride D’Entrecasteaux présentent peu de variation de leurs compositions isotopiques en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (18,5-18,6) (Fig. III.15). Les échantillons du bassin Nord Loyauté se positionnent uniquement au niveau de la NHRL, tandis qu’une partie des échantillons de la ride se trouve décalée au-dessus avec des compositions qui se positionnent au niveau la droite de discrimination des domaines mantelliques indien/pacifique. Les compositions des échantillons du bassin Sud Fidjien s’étalent quant à elles, le long de la NHRL avec une gamme de variation du rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ plus étendue (18,3-19,0), notamment vers des valeurs plus radiogéniques. Les données $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ sont plus rares et comprises entre 0,28310 et 0,28316. L’unique donnée isotopique en Hf du bassin Nord-Loyauté se place dans le domaine mantellique indien dans un diagramme Hf-Nd, à l’inverse du système Pb-Pb. En revanche les données du bassin Sud Fidjien se trouvent toutes dans le domaine mantellique pacifique.

III.1.2. Les sédiments subductés

La nature des sédiments du bassin Nord Loyauté qui subducte sous l’arc du Vanuatu est atypique en comparaison de celle des sédiments qui entrent en subduction dans la majorité des autres arcs intra-océaniques. En effet, les sédiments de ce bassin sont essentiellement composés de produits volcanoclastiques (Andrew et al., 1973), tandis que les sédiments d’autres bassins sont généralement constitués d’un mélange variable de carbonates biogéniques, d’argile, de turbidites, de produits volcanoclastiques et de sédiments pélagiques siliceux. Ainsi la composition moyenne élémentaire et isotopique des sédiments du bassin Nord Loyauté est sensiblement différente de la composition moyenne des sédiments mondiaux entrant en subduction, soit la composition du GLOSS (Global Subducting Sediment) définie par Plank et Langmuir (1998) et calculée à partir de 76 % de matériel terrigène, 7 % de carbonates, 10 % d’opale et 7 % de minéraux hydratés.

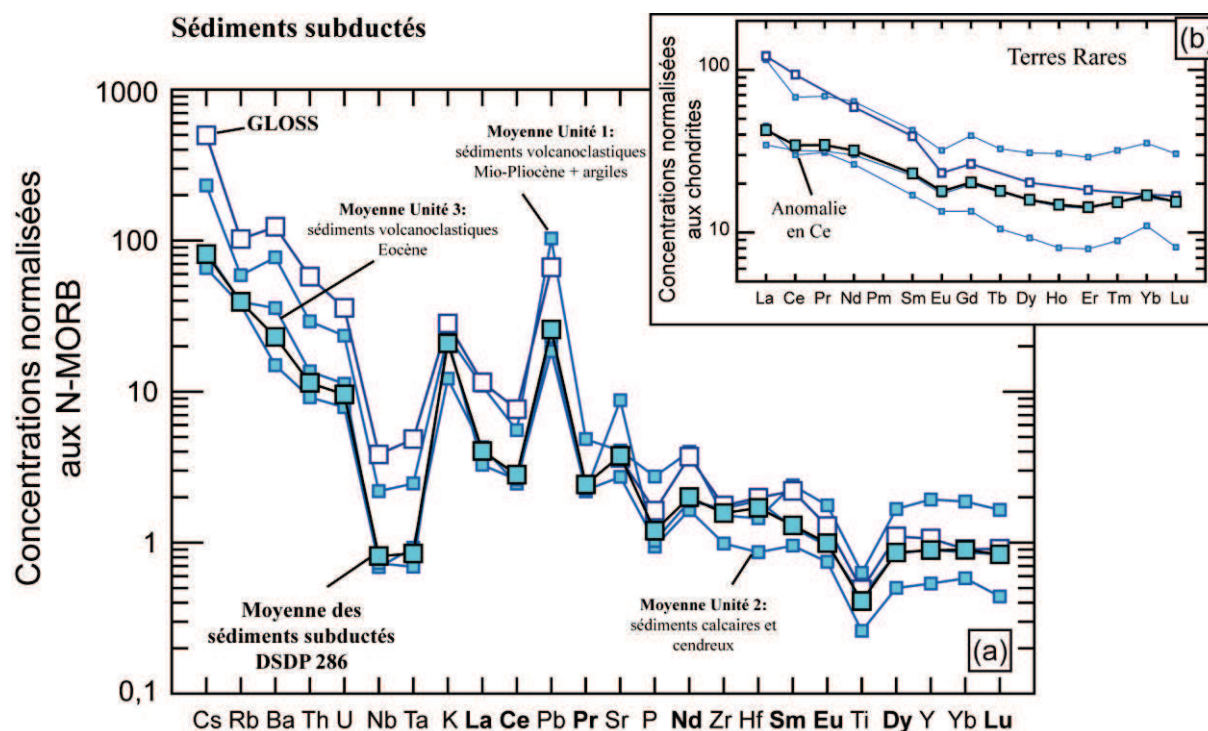


Figure III.16 : Spectres (a) d'éléments traces normalisés aux N-MORB (Sun et McDonough, 1989) et (b) de terres rares normalisés à la chondrite (McDonough et Sun, 1995) des moyennes des différentes unités sédimentaires du bassin Nord Loyauté (Peate et al., 1997). La moyenne totale des compositions de la colonne sédimentaire est représentée par les gros symboles bleus. Les valeurs du GLOSS sont affichées pour comparaison avec des carrés blancs.

Les vitesses de subduction élevées enregistrées au niveau du bassin Nord Loyauté, et l'absence de prisme d'accrétion implique des flux sédimentaires importants (Peate et al., 1997).

Les spectres étendus d'éléments en trace normalisés au N-MORB montrent que les sédiments qui subductent au Vanuatu présentent des compositions en éléments traces moins enrichies que le GLOSS, notamment en Th (Fig. III.16). Cependant ils ont cependant une forme de spectre similaire avec des appauvrissements en Nb-Ta, des enrichissements préférentiels en Rb-Ba-Th-U-Pb-Sr par rapport aux terres rares, et sont caractérisés par une anomalie négative classique en Ce et en Eu.

Les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,703-0,708) des sédiments du bassin Nord Loyauté sont moins radiogéniques que le GLOSS, tandis que les rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0,5124-0,5131) et $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ (0,2830-0,2832) sont plus radiogéniques (Fig. III.15). Les sédiments subductés montrent une gamme de variation restreinte du rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (18,5-18,8). Le champ isotopique des sédiments dans un diagramme Pb-Pb s'étend de la NHRL pour les faibles valeurs du rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, vers des compositions fortement décalées au-dessus de la NHRL (fort $\Delta^{208}\text{Pb}$) comparables à celle du GLOSS pour des valeurs du rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ plus élevées.

Cependant la moyenne des sédiments subductés présente des compositions isotopiques similaires ou proches de celle de l'arc du Vanuatu, contrairement au contraste typiquement observé entre les compositions isotopiques des arcs intra-océaniques et les sédiments subductés associés.

III.2. Le manteau régional

La connaissance de la composition élémentaire et isotopique des laves émises en arrière de l'arc nous renseigne sur la composition du manteau régional non contaminé par le composant de subduction. Ce magmatisme arrière arc se développe au niveau des fossés qui s'ouvrent à l'est du Vanuatu (Jean Charcot et Coriolis), ainsi qu'au niveau des différents axes d'accrétion du bassin marginal Nord Fidjien (Fig. III.17).

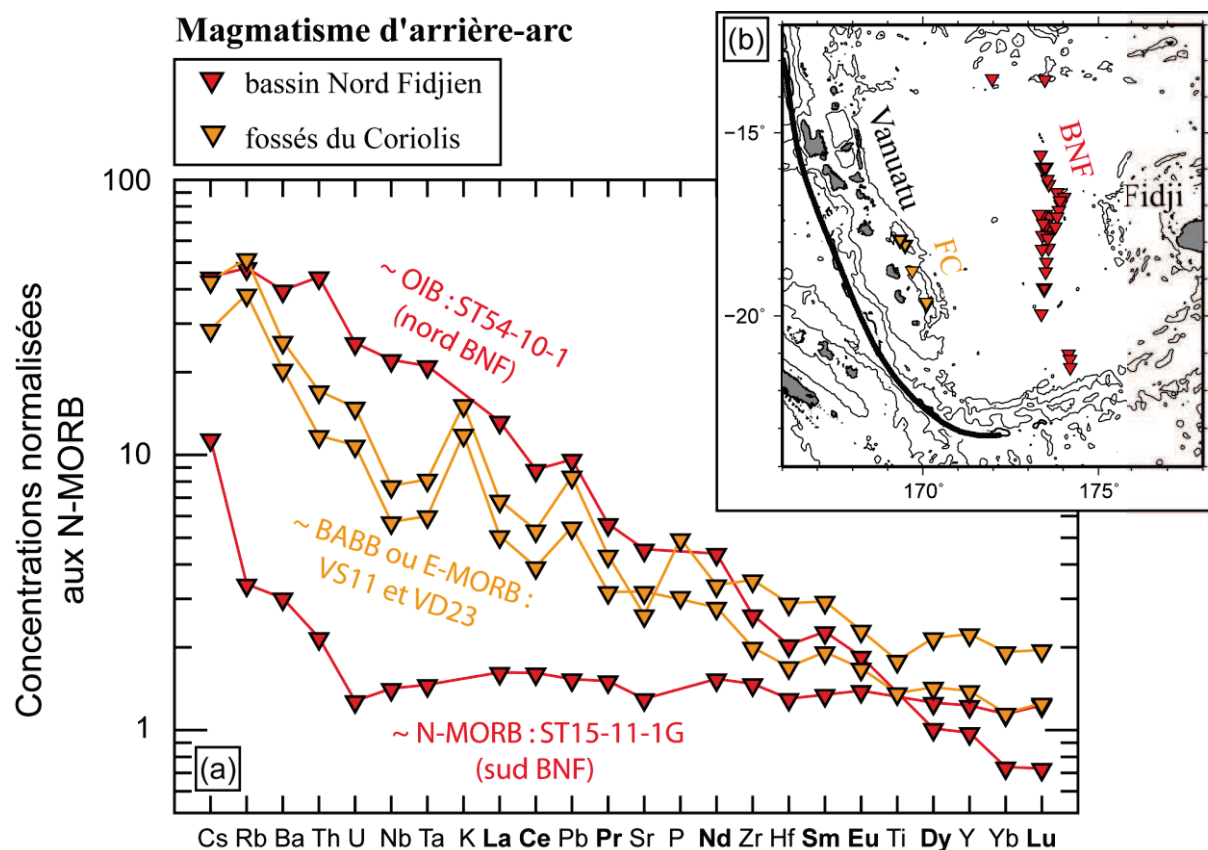


Figure III.17 : (a) Spectres d'éléments traces normalisés aux N-MORB (Sun et McDonough, 1989), de basaltes provenant du bassin arrière arc Nord Fidjien et des fossés du Coriolis. (b) Carte de localisation des échantillons situés dans le domaine arrière-arc. La bordure des figurés est épaisse pour les échantillons dont la composition est montrée dans le diagramme d'éléments traces (Peate et al., 1997 ; McConachy et al., 2005).

III.2.1. Les fossés du Coriolis

Les basaltes actuels émis au niveau des fossés du Coriolis ont des signatures en éléments traces de E-MORB, soit des basaltes enrichis en éléments incompatibles présentant une faible signature d'arc (~ BABB) avec des rapports Ba/Nb faibles (McConachy et al., 2005) (Fig. III.17). Les travaux de Heyworth et al. (2011) ont permis de fournir les premières et uniques données isotopiques en plomb des fossés du Coriolis. Les roches volcaniques ont des compositions isotopiques en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ relativement peu radiogéniques et présentent un gradient du sud au nord de ~ 18 à 18,5

(Fig. III.18). Les échantillons sont situés au-dessus de la NHRL dans le champ des MORB indiens, le long de la droite de discrimination des domaines mantelliques indien/pacifique.

III.2.2. Le bassin Nord Fidjien

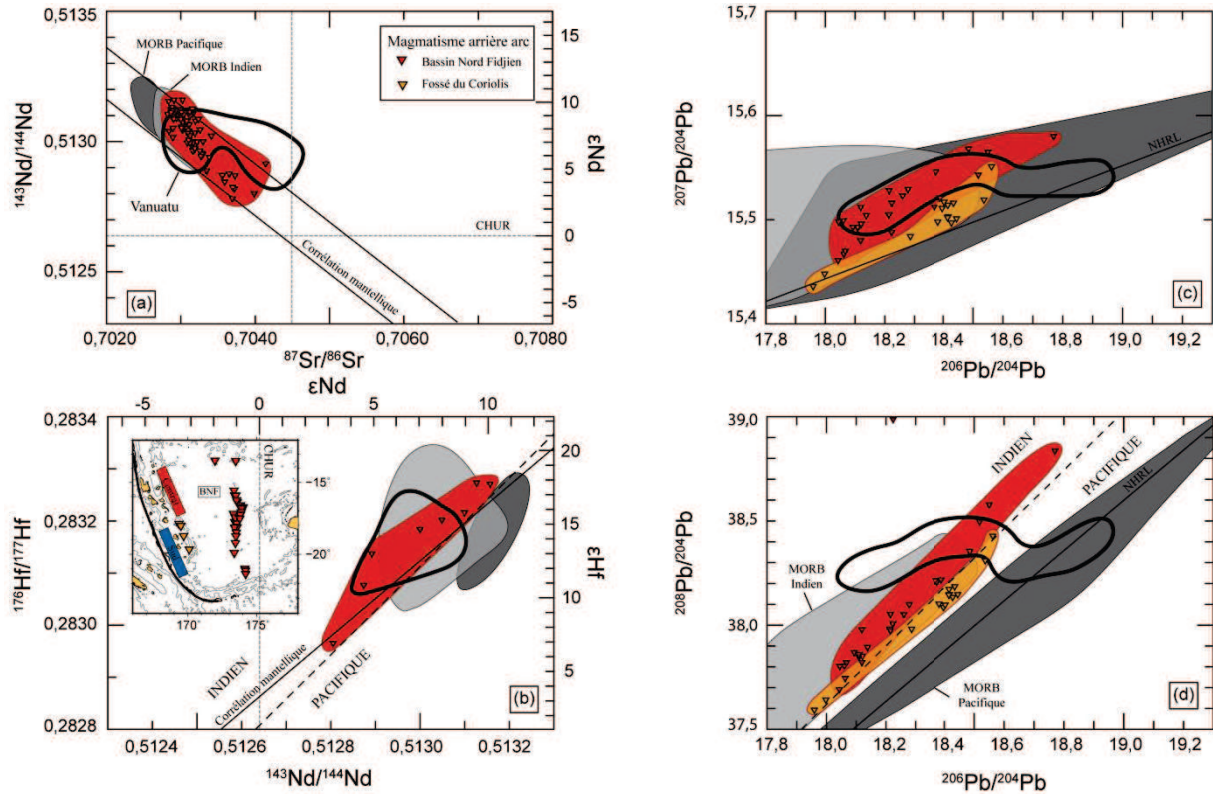


Figure III.18 : Diagrammes isotopiques (a) $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (b) $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ versus $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (c) $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (d) $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ représentant la composition des laves émises en arrière de l'arc du Vanuatu. La légende est similaire à la figure III.15. La composition isotopique des laves des fossés du Coriolis provient des travaux de Heyworth et al. (2011). Les données du bassin Nord Fidjien proviennent des travaux de Sinton et al. (1993), Nohara et al. (1994), Peate et al. (1997), Fleutelot et al. (2005), Pearce et al. (2007).

Les basaltes émis dans le bassin Nord Fidjien montrent une grande gamme de variation selon un gradient Sud-Nord allant de compositions appauvries de type N-MORB (dorsale nord-sud), à des compositions de type BABB (axes d'accrétion de part et d'autres du point triple), jusqu'à des compositions enrichies de type OIB dans la partie septentrionale (Fig. III.17).

Dans les diagrammes isotopiques (Fig. III.18), les basaltes du bassin Nord Fidjien sont principalement localisés dans le champ des MORB indiens (Nohara et al., 1994 ; Peate et al., 1997 ; Fleutelot et al., 2005 ; Pearce et al., 2007). Les laves présentent une gamme de variations isotopiques en Hf et Nd recouvrant et dépassant celle exposée par les laves du Vanuatu, avec des compositions situées dans le domaine mantellique indien. Dans un diagramme Sr-Nd, les échantillons sont situés au niveau de la corrélation mantellique pour des valeurs en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inférieures à 0,704. Ils présentent une

grande gamme de variation en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (18-18,8), similaire à celle de l'arc du Vanuatu. Ils sont situés au-dessus de la NHRL et ont des compositions qui se positionnent nettement dans le domaine mantellique indien. Le champ allongé du bassin Nord Fidjien est sécant à celui formé par l'arc du Vanuatu dans le diagramme $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Les compositions les moins radiogéniques en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ sont similaires à celles des fossés du Coriolis.

III.2.3. Caractérisation isotopique du manteau de la région du Pacifique sud-ouest

D'un point de vue isotopique, les magmas émis au niveau de l'arc du Vanuatu se positionnent à la fois dans le champ des MORB indiens (îles centrales) et des MORB pacifiques (île du sud) dans l'espace isotopique Pb-Pb et Hf-Nd et semblent impliquer au moins deux manteaux distincts au niveau de leur source (Fig. III.11). En effet, l'étude des MORB émis au niveau des dorsales médio-océaniques et des OIB émis au niveau des archipels d'îles volcaniques liées à l'activité des points chauds a contribué à mettre en évidence une hétérogénéité du manteau terrestre au niveau de l'hémisphère sud, dans l'océan Indien : l'anomalie DUPAL (voir §III.2.4). Les MORB dit « indiens » présentent ainsi des compositions isotopiques différentes des MORB émis au niveau de l'océan Atlantique et Pacifique (rapports plus élevés en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, et plus faibles en $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$). Cependant dans les contextes d'arc, le composant de subduction peut apporter du Pb via les fluides de subduction, du Nd et éventuellement de l'Hf (la mobilité de l'Hf étant très débattue) via les produits de fusion, et peut donc modifier la signature isotopique de la source. Néanmoins la signature de manteau de type « indien » est relativement atypique et n'est pas enregistrée au niveau de la plaque australienne subductée. Cela nécessite donc de regarder la nature du manteau à l'échelle régionale.

A l'échelle des systèmes de subduction du Pacifique sud-ouest (Vanuatu-Tonga-Kermadec ; Fig. III.19), de nombreux indices suggèrent que le manteau ambiant présente des signatures isotopiques similaires aux MORB émis dans l'océan Pacifique depuis l'Eocène, comme en témoignent les compositions: (1) des laves de l'arc du Vitiaz émises à l'Eocène, représenté par les îles Fidji et l'île d'Eua au niveau des îles Tonga (Todd et al., 2012), (2) des laves du bassin arrière arc Sud Fidjien qui s'est ouvert de l'Oligocène au Miocène (Todd et al., 2012), (3) des laves du bassin arrière-arc Nord Loyauté qui s'est ouvert à l'Eocène (excepté pour les valeurs isotopiques en Pb non leachées, et l'unique composition isotopique Hf-Nd qui ont des valeurs de manteau indien) (Peate et al., 1997 ; Pearce et al., 2007), (4) des laves du fossé du Havre qui s'ouvre actuellement en arrière de l'arc des Kermadec (Haase et al., 2002), (5) des laves du bassin de Lau émises entre 6 et 1 Ma (Herget et Hawkesworth, 1994), et (6) des laves de la chaîne active du Vanuatu, non influencées par la subduction de la ride D'Entrecasteaux (Briqueu et al., 1994).

Au contraire, depuis la rupture de l'arc du Vitiaz vers 10 Ma, des signatures de manteau atypique type « indien » sont enregistrées dans la région au niveau : (1) des laves du bassin Nord Fidjien qui s'ouvre depuis ~ 10 Ma (Peate et al., 1997 ; Fleutelot et al., 2005 ; Pearce et al., 2007), (2)

des laves de la partie nord du bassin de Lau émises depuis 1 Ma (Hergt et Hawkesworth, 1994), (3) des laves des fossés de Coriolis, qui s'ouvrent depuis ~ 3 Ma en arrière des îles du segment sud du Vanuatu (Heyworth et al., 2011), et (4) des laves des îles centrales de l'arc du Vanuatu émises depuis ~ 2 Ma (Briqueu et al., 1994).

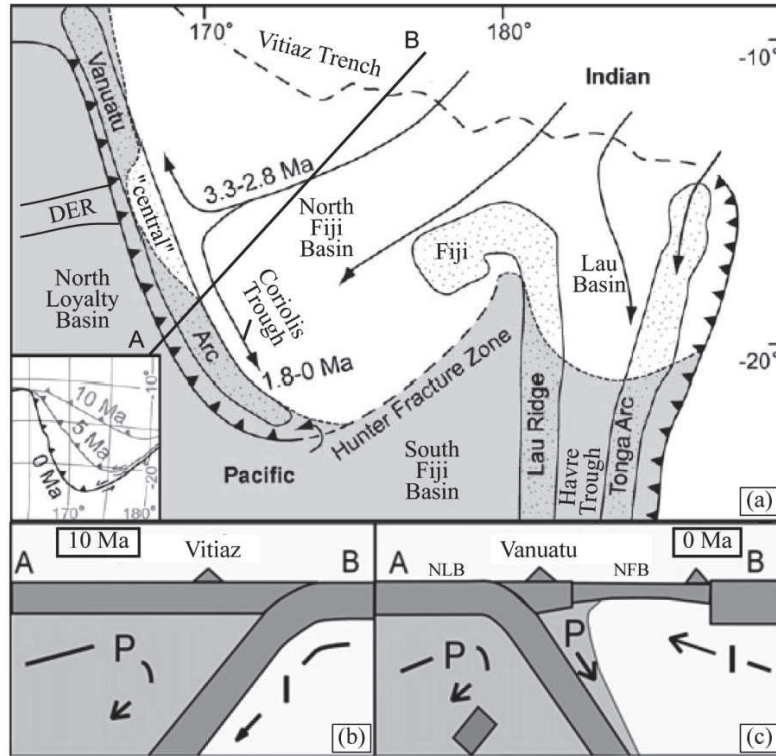


Figure III.19 : (a) Carte de localisation des domaines mantelliques dans la région du Pacifique sud-ouest (modifiée d'après Pearce et al. (2007) et Heyworth et al. (2011)). Schéma en coupe (A-B) des domaines mantelliques (b) à 10 Ma et (c) à 0 Ma (Pearce et al., 2007).

Les signatures de manteau de type "indien" enregistrées dans la région du Pacifique sud-ouest sont relativement récentes et dans le cas de l'archipel du Vanuatu, semblent spatialement et chronologiquement liées à la collision de la ride D'Entrecasteaux, au vu notamment du changement de composition isotopique des sédiments volcanoclastiques (avec des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ plus élevés et des rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ plus faibles) échantillonnés en face de la zone de collision dans le bassin Nord Aoba (Briqueu et al., 1994 ; Crawford et al., 1995 ; Laporte et al., 1998) (Fig. III.12).

A plus grande échelle (Fig. III.20), les basaltes échantillonnés au fond des bassins marginaux qui se mettent en place sur la bordure occidentale de l'océan Pacifique, allant de la mer du Japon jusqu'au bassin de Lau, ont des compositions isotopiques atypiques, similaires aux basaltes mis en place au niveau des dorsales de l'océan indien (Hickey-Vargas et al., 1995). Ces bassins ont tous un âge inférieur à 60 Ma, et présentent des histoires tectoniques différentes. Parmi ces bassins, on trouve au nord ceux de Yamato et du Japon en mer du Japon (Fig. III.20). En arrière de la subduction Izu-Bonin-Mariannes, sont localisés les bassins Ouest Philippine, de Shikoku, de Parece Vela ; plus à l'Ouest, le bassin Sud Chine, la mer des Célèbes, la mer de Sulu, et enfin au sud, en arrière des

systèmes de subduction des Tonga et du Vanuatu, le bassin de Lau (uniquement sa partie Nord), et le bassin Nord Fidjien. Hickey-Vargas et al. (1995) proposent que ces bassins partagent tous une source commune ancienne, similaire à celle des MORB indiens et que le domaine asthénosphérique de l'Océan Indien s'étende ainsi jusque sous les bassins marginaux du Pacifique Ouest.

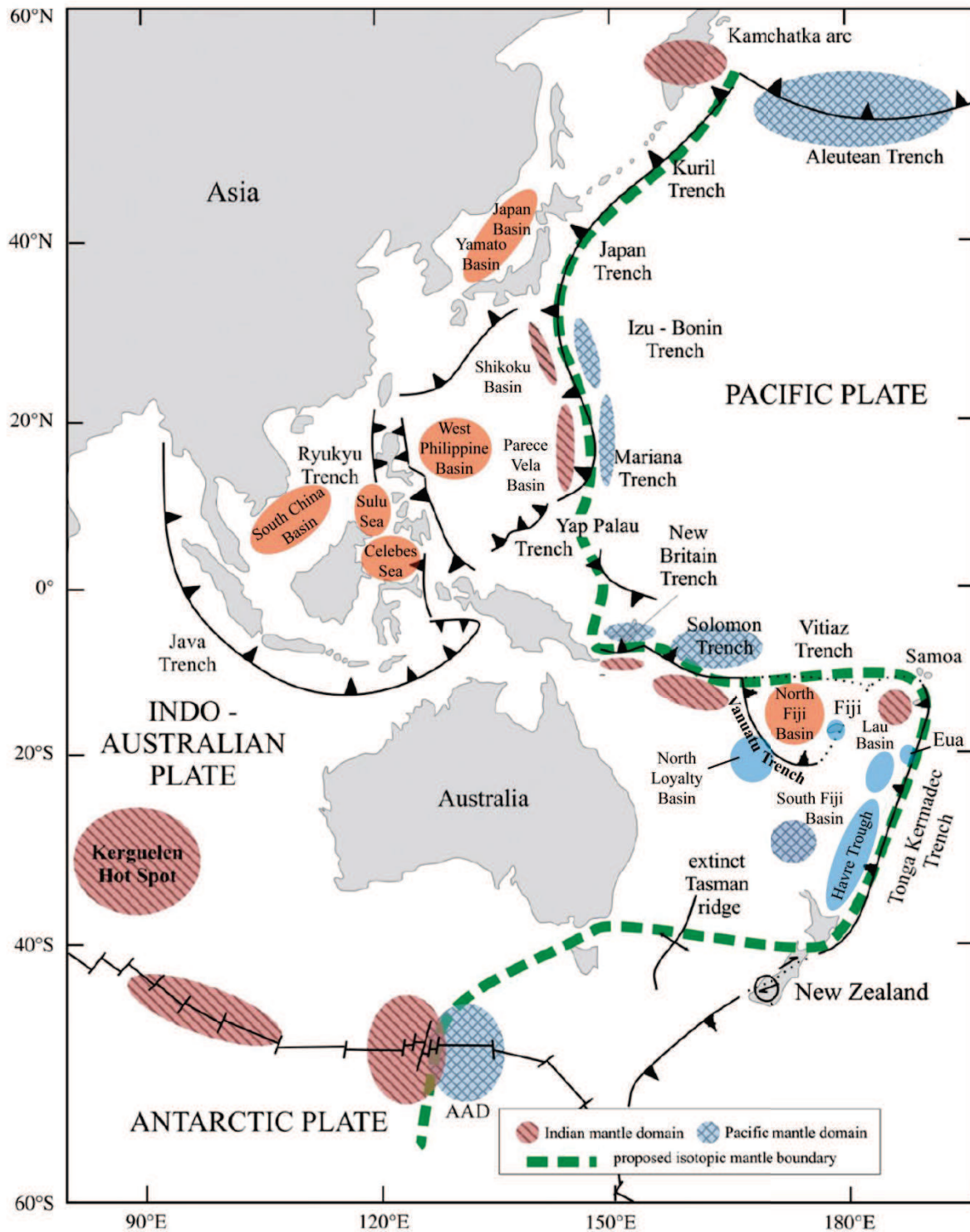


Figure III.20 : Carte générale de l'ouest Pacifique montrant la répartition des différents domaines mantelliques (modifiée d'après (Nebel et al., 2007)).

III.2.4. Origine et nature de la source mantellique enrichie

L'anomalie DUPAL

L'étude des MORB et des OIB émis au niveau des différents océans du globe a permis de mettre en évidence une vaste hétérogénéité mantellique localisée dans l'hémisphère sud, de l'Atlantique Sud au Pacifique Sud, centrée sur l'Océan Indien. Ce domaine mantellique atypique, nommé anomalie DUPAL en référence aux travaux de Dupré et Allègre (1983), se caractérise par des rapports élevés en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, et des rapports faibles en $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ pour un rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ donné, comparés aux signatures isotopiques enregistrées dans les MORB et les OIB de l'hémisphère nord. De plus, les MORB émis au niveau de l'océan indien présentent des valeurs absolues supérieures en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Hart, 1984) et des valeurs inférieures en $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ pour des valeurs similaires en $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ (Salters, 1996 ; Chauvel et Blichert-Toft, 2001 ; Kempton et al., 2002). La différence des périodes de désintégration des systèmes ^{235}U - ^{207}Pb (0,7 milliards d'années) et ^{238}U - ^{206}Pb (4,5 milliards d'années), suggère que le processus responsable de la formation de l'anomalie DUPAL est très ancien (Hart, 1984).

L'origine de cette anomalie a été fortement débattue, néanmoins la plupart des auteurs s'accorde sur l'implication d'un mélange à trois composants pour expliquer la gamme de variation des MORB indiens : (1) un manteau supérieur appauvri caractérisé par des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ peu radiogéniques et des rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ élevés, (2) un composant mantellique "C" pour "Commun" (Hanan et Graham, 1996), échantillonné par les panaches océaniques et présentant des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ intermédiaires par comparaison à toutes les données des OIB et des MORB, et (3) un composant caractéristique de l'anomalie DUPAL avec des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ élevés, et des $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ faibles par rapport aux MORB des océans atlantique et pacifique.

Plusieurs origines possibles ont été proposées dans la littérature pour expliquer les caractéristiques de l'anomalie DUPAL. Storey et al. (1989) proposent une contamination du manteau supérieur indien par le biais d'un panache mantellique (Kerguelen-Heard). D'autres auteurs suggèrent l'implication d'un manteau métasomatisé (Kempton et al., 2002), ou la contamination du manteau par de la croûte océanique altérée ancienne recouverte de sédiments pélagiques, cette croûte étant recyclée dans le manteau par le processus de subduction (Rehkamper et Hofmann, 1997 ; Chauvel et Blichert-Toft, 2001). Enfin d'autres émettent l'idée d'une contamination du manteau par de la lithosphère sous-continente (Mahoney et al., 1992) ou encore par de la croûte continentale inférieure délaminiée dans le manteau (Arndt et Goldstein, 1989 ; Escrig et al., 2004 ; Hanan et al., 2004 ; Meyzen et al., 2005) au cours de la fragmentation du Gondwana. Actuellement, on retrouve la limite de ce domaine

mantellique indien au niveau de la discordance Australie-Antarctique (Klein et al., 1988 ; Kempton et al., 2002), ainsi qu'à l'Ouest de la Tasmanie (Pyle et al., 1992).

Les différents modèles régionaux

L'origine de ce domaine mantellique enrichi de type « indien » est très débattue et plusieurs modèles ont été proposés pour tenter d'expliquer sa présence dans la région du Pacifique sud-ouest. Pour expliquer les compositions atypiques observées dans les bassins marginaux du Pacifique ouest, Hickey Vargas et al. (1995) suggèrent qu'un flux asthénosphérique profond et rapide provenant du domaine mantellique indien plus au sud (anomalie DUPAL), ait ainsi migré jusque sous les bassins marginaux de la bordure Ouest Pacifique, à la faveur du mouvement rapide vers le Nord du continent australien au cours des derniers 50 millions d'années. Cependant cette hypothèse n'est soutenue par aucun argument géophysique (Monzier et al., 1997).

Crawford et al. (1995) proposent que cette signature indienne n'ait pas de lien génétique avec le domaine mantellique de l'océan indien et qu'elle soit produite par interaction entre un manteau de type pacifique et de la lithosphère sous-continentale délamainée, provenant de la fragmentation de la marge orientale du Gondwana.

Enfin Pearce et al. (2007), sur la base des isotopes de l'Hf et du Nd, suggèrent que cette signature de manteau indien enregistrée dans la région du bassin Nord Fidjien pourrait être liée à une contamination par un manteau enrichi de type point chaud, comparable à celui impliqué dans la genèse des îles Samoa situées au nord des îles Tonga, ou plus généralement à un manteau de type SOPITA (South Pacific Thermal Anomaly) (Staudigel et al., 1991), soit un manteau impliqué dans la genèse des archipels de Polynésie. Ces auteurs proposent que ce manteau enrichi ait envahi la région, suite à la rupture du panneau plongeant du Vitiaz (le long de la paléo-fosse), en réponse à l'ouverture du bassin Nord Fidjien. Cette hypothèse est confortée par les signatures enrichies en éléments traces de type OIB trouvée dans les basaltes échantillonnés le long des axes d'accrétion peu matures situés au nord du bassin Nord Fidjien (Eissen et al., 1991b).

Le modèle pour le Vanuatu

Pour expliquer les signatures enrichies observées au Vanuatu, Crawford et al. (1995) et Monzier et al. (1997) suggèrent qu'un flux asthénosphérique de manteau enrichi provenant du bassin Nord Fidjien remonte au niveau de la bordure orientale de l'archipel du Vanuatu, sous les îles centrales, mais également sous les fossés arrière-arc (Fig. III.21). La collision de la ride D'Entrecasteaux aurait conduit au déplacement vers l'est du site de genèse des magmas au niveau du diapir mantellique enrichi. Les données isotopiques en Pb mesurées par Heyworth et al. (2011) sur les roches volcaniques des fossés du Coriolis attestent et confirment également la présence d'un manteau de type « indien » en arrière de l'arc, juxtaposé à un manteau de type pacifique échantillonné par les îles adjacentes du segment sud. Cette hypothèse semble étayée par l'étude de tomographie sismique de

Kolobov et al. (2001) qui suggère la remontée d'un matériel chaud et peu dense le long de l'archipel du Vanuatu en provenance du bassin Nord Fidjien.

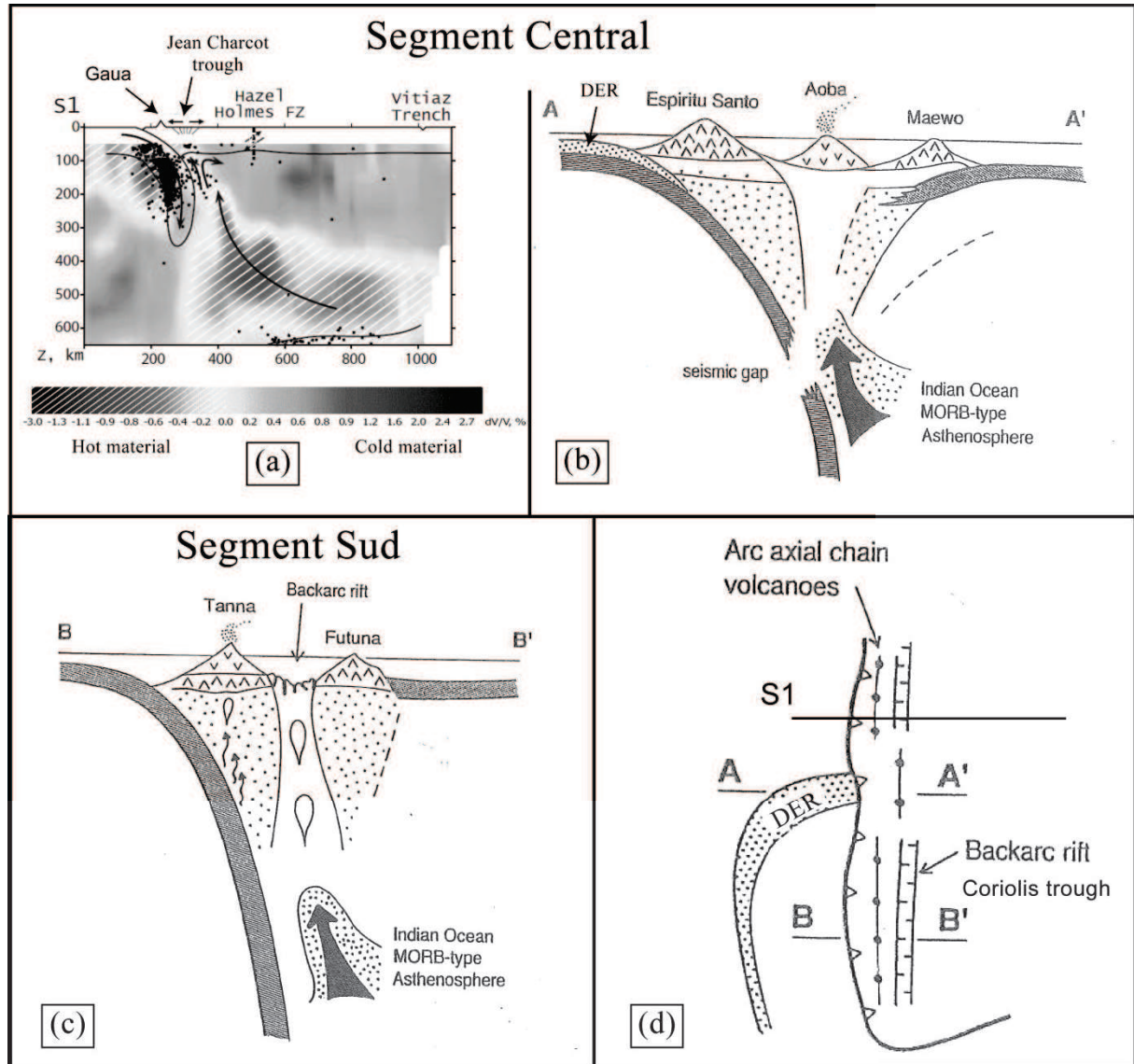


Figure III.21 : Origine de la signature enrichie observée dans les roches volcaniques du Vanuatu. (a) Coupe tomographique de la partie nord du segment central du Vanuatu (Kolobov et al., 2001). Schéma interprétatif (b) du segment central et (c) du segment du sud de l'arc du Vanuatu (Crawford et al., 1995). (d) Carte schématique de localisation des différentes coupes.

IV. Discussion : Origine des variations géochimiques de l'arc

Les îles présentent une vaste gamme de compositions chimiques et isotopiques. L'évolution des éléments majeurs semble indiquer une évolution par cristallisation fractionnée des basaltes aux dacites (Fig. III.5). Néanmoins, les différences d'enrichissements en K_2O et en éléments traces dès les magmas les plus basiques ne peuvent être attribuées à la cristallisation fractionnée (Fig. III.5, III.6f et III.7f). Les rapports isotopiques et les rapports d'éléments en trace sont relativement constants à l'échelle d'un édifice volcanique et ne présentent pas de co-variation particulière avec les teneurs de perte au feu (indicateur de l'état d'altération des laves) ou de SiO_2 (indicateur de la différenciation des laves) (Fig. III.22). Même si dans certains cas de légères co-variations sont tout de même observées, elles sont insignifiantes à l'échelle des variations enregistrées le long de l'arc. Ceci suggère que les variations de l'arc ne peuvent être imputées ni à l'altération et ni aux processus magmatiques qui ont lieu lors de la remontée dans la croûte terrestre (assimilation-cristallisation fractionnée), mais plutôt à l'hétérogénéité de composition de la source mantellique qui fond, et/ou aux variations du taux de fusion partielle de celle-ci.

Il est désormais largement admis que les magmas d'arc sont produits par la fusion partielle du coin de manteau péridotitique (Plank et Langmuir, 1988), celle-ci étant déclenchée par l'apport d'un composant hydraté provenant du panneau plongeant. Ce composant peut être sous la forme de fluides aqueux ou de produits de fusion provenant de la croûte océanique altérée et/ou des sédiments subductés. Les différences de composition observées dans les magmas du Vanuatu sont en partie liées à la composition de la source et reflètent donc :

Soit l'hétérogénéité du manteau pré-métasomatisme

Soit l'hétérogénéité du composant de subduction

Les rapports isotopiques (Sr, Nd, Pb, Hf) n'étant pas fractionnés lors des différents processus géologiques, ils permettent de tracer les composants mis en jeu (manteau-croûte-sédiments). En revanche, les éléments étant fractionnés lors des processus géologiques (fusion partielle ou déshydratation) en fonction de leur affinité chimique, certains rapports inter-élémentaires vont permettre de déterminer la forme (produit de fusion ou fluide) sous laquelle a été transféré le composant de subduction au coin de manteau.

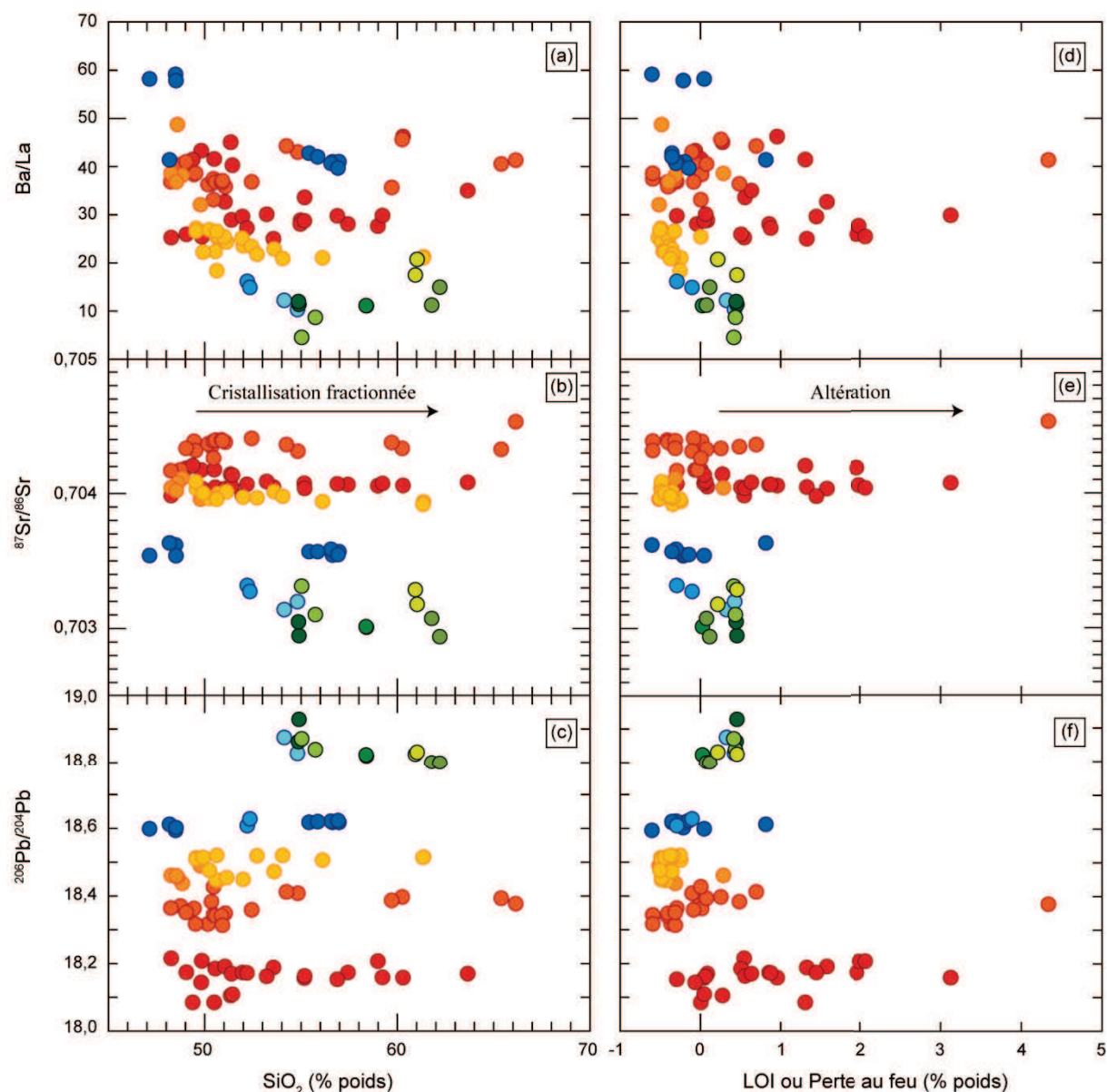


Figure III.22 : Diagramme (a, d) Ba/La (b, e) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (c, f) $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus SiO_2 (a, b, c) pris comme indice de différenciation, et LOI (d, e, f) pris comme indice de l'état d'altération des laves.

IV.1. Variation du taux de fusion partielle

Les variations du taux de fusion partielle ont été suggérées dans la littérature pour expliquer en partie les différences d'enrichissement en K_2O des laves du Vanuatu (Peate et al., 1997). Cependant, les variations du taux de fusion partielle ne semblent pas jouer un rôle prépondérant au niveau des variations des rapports d'éléments en trace tel que le La/Sm. A l'exception de l'île de Gaua, la majorité des laves du Vanuatu présente une corrélation négative entre le rapport La/Sm et le $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ qui signe l'influence de la contribution des sédiments au coin de manteau, et non la variation de taux de fusion partielle qui ne fractionne pas les rapports isotopiques. Les variations du taux de fusion partielle seront donc discutées dans le chapitre V sur l'île de Gaua.

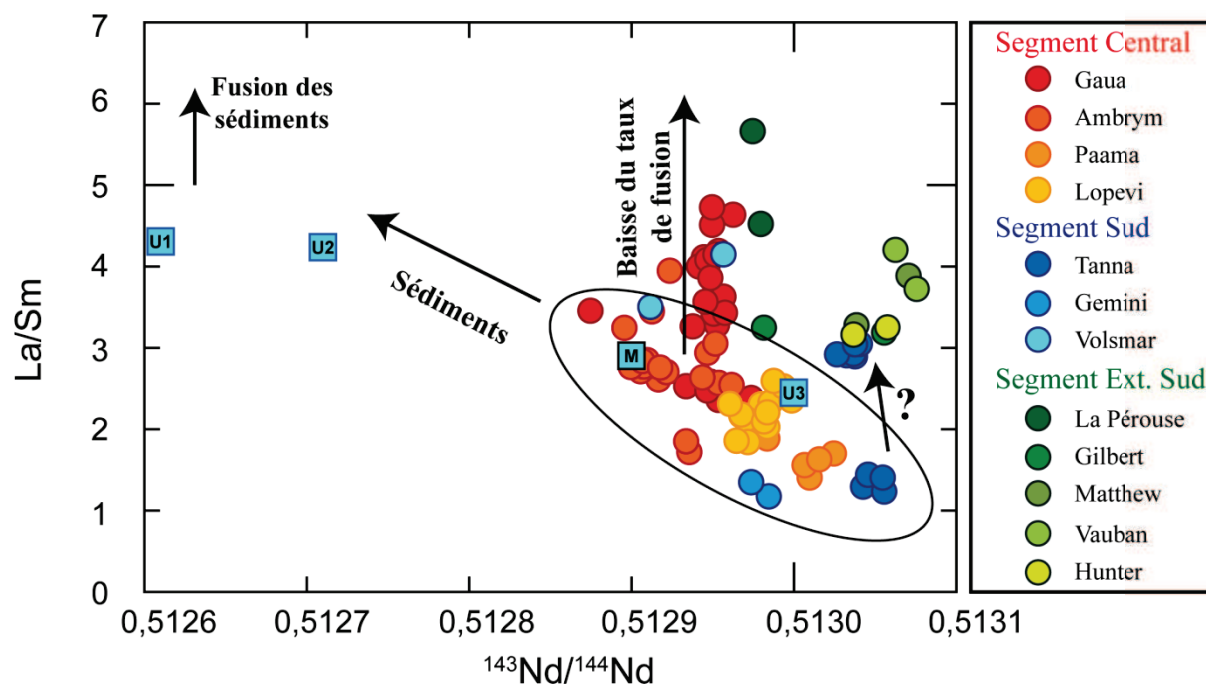


Figure III.23: Diagramme La/Sm versus $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ illustrant l'influence du composant sédimentaire et les variations du taux de fusion partielle.

IV.2. Hétérogénéité du manteau ambiant

IV.2.1. Enrichissement du manteau au Vanuatu

La composition du manteau, antérieure au métasomatisme et donc non contaminé, est difficile à estimer car de nombreux éléments sont transportés en grande quantité par le composant de subduction. Néanmoins, les teneurs en éléments tels que les HFSE ou les HREE sont les moins affectées car ces éléments sont peu mobiles lors des processus de subduction (Pearce et Peate, 1995). Dans un diagramme Zr/Yb versus Nb/Yb (ces rapports confrontent des éléments très incompatibles (Nb et Zr) à un élément moins incompatible (Yb)), les basaltes provenant des îles centrales montrent des valeurs assez hétérogènes, centrées sur la valeur rapportée pour les N-MORB, tandis que les basaltes du segment sud présentent les rapports les plus faibles (Fig. III.24). Suivant l'hypothèse qu'au cours des épisodes de fusion partielle, une portion de manteau s'appauvrit préférentiellement en éléments les plus incompatibles, les laves des îles du sud semblent donc provenir d'un manteau plus appauvri que celui à l'origine des N-MORB, et plus appauvri que celui impliqué dans la genèse des magmas des îles centrales. Les laves enrichies en K_2O montrent globalement des valeurs plus élevées des rapports Nb/Yb et Zr/Yb. Les andésites magnésiennes les plus basiques ont des valeurs élevées de rapports Nb/Yb, néanmoins leur composition atypique en éléments majeurs nécessite de préciser leur origine avant toute interprétation en terme d'enrichissement du manteau.

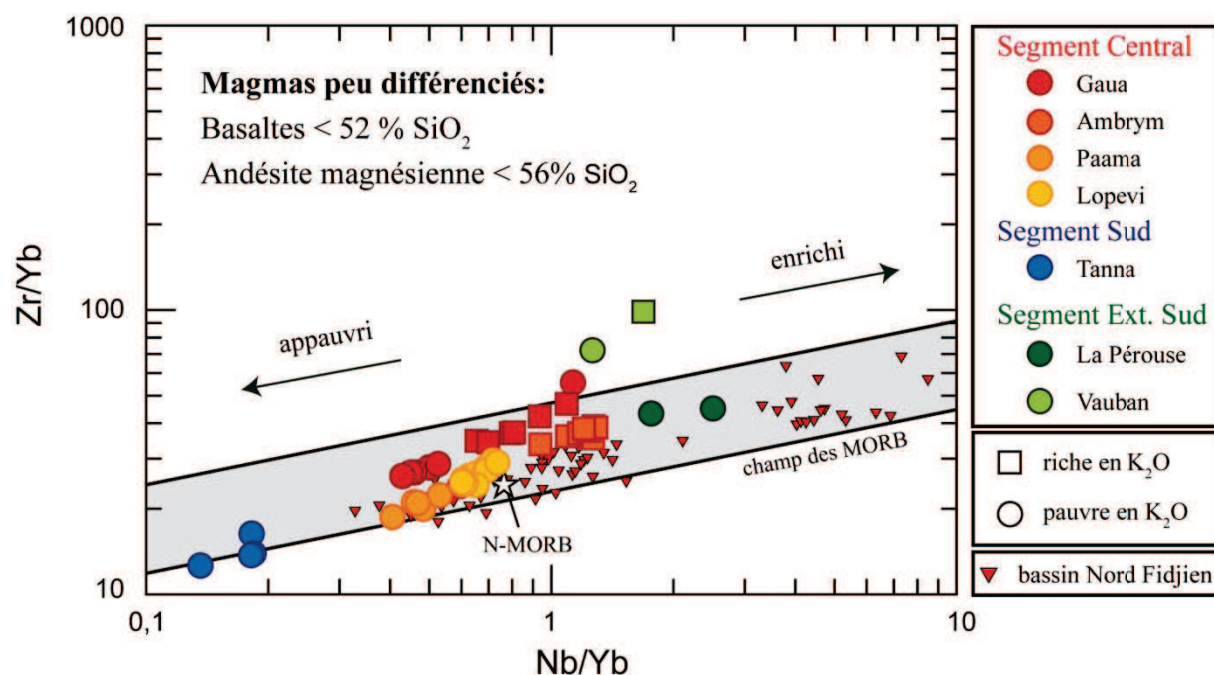


Figure III.24 : Diagramme Zr/Yb versus Nb/Yb représentant les variations d'enrichissement des laves. Le champ des MORB provient de Peate et al. (1997).

IV.2.2. Nouvelles contraintes isotopiques

L'apport des isotopes du plomb

Les diagrammes isotopiques plomb-plomb sont des outils puissants pour caractériser l'origine des différents composants impliqués dans la source mantellique des laves, car les mélanges y sont révélés par des droites. Dans un diagramme isotopique $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Fig. III.25), les laves émises au niveau des segments Sud et extrême Sud sont situées sous la droite de discrimination mantellique dans le domaine Pacifique, avec des compositions intermédiaires entre un pôle mantellique de type N-MORB pacifique faiblement radiogénique en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et différents pôles intégrant l'ensemble des compositions connues enregistrées par la plaque plongeante (croûte océanique altérée et les sédiments régionaux). Au contraire, les laves du segment central sont toutes situées dans le domaine mantellique indien et aucun mélange entre les compositions connues de la plaque plongeante (ride D'Entrecasteaux, croûte altérée et sédiments du bassin Nord Loyauté) avec un manteau de type N-MORB pacifique, ne peut expliquer les compositions faiblement radiogéniques en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ des laves émises au niveau des îles centrales. Il faut donc faire appel à une source mantellique différente et enrichie au niveau des îles centrales, comparable à celle échantillonnée par les laves émises en arrière de l'arc.

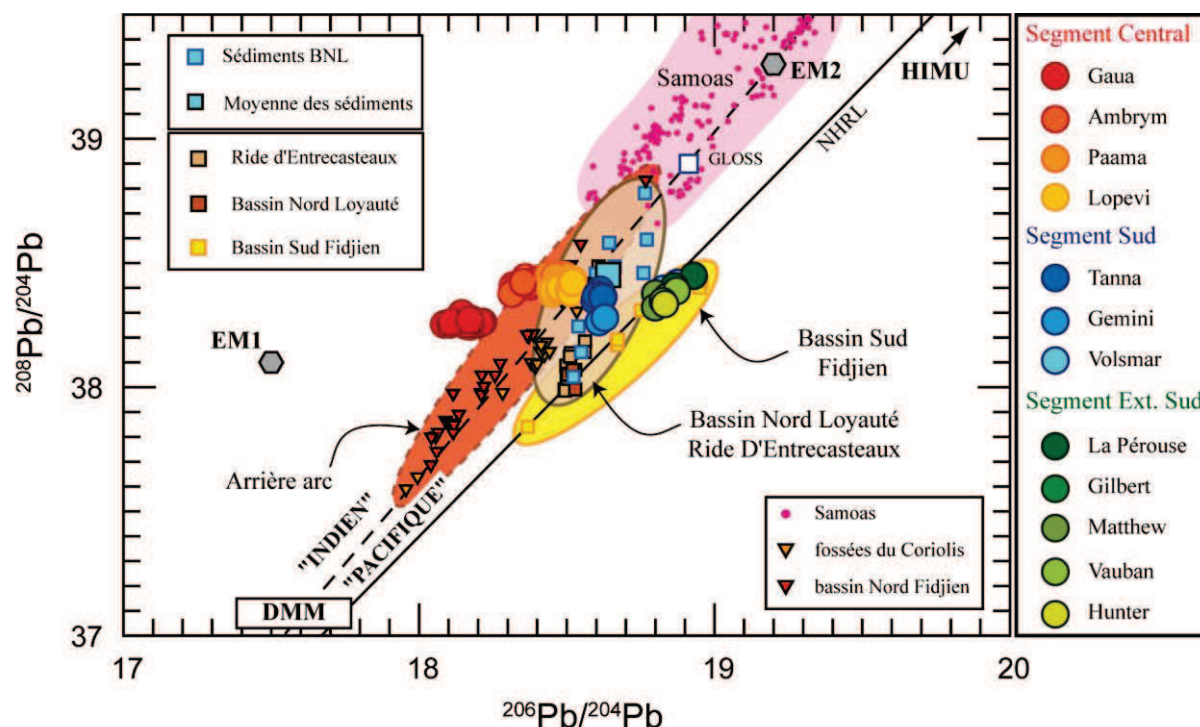


Figure III.25 : Diagramme $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Les données du point chaud des Samoa proviennent d'une compilation GEOROC. Les hexagones représentent les pôles mantelliques (Hart, 1988), avec EM pour « Enriched Mantle » et HIMU pour « high μ ». DMM pour « Depleted MORB Mantle ». Le champ jaune représente les laves du bassin Sud Fidjien, le champ marron englobe la croûte océanique du bassin Nord Loyauté, surmontée de ses sédiments, ainsi que les volcanites de la ride D'Entrecasteaux, et le champ rouge englobe les laves émises en arrière de l'arc. La ligne noire représente la NHRL, tandis que la ligne en tiret sépare les domaines mantelliques pacifique et indien (Kempton et al. 2002).

Les compositions des laves arrière-arc des fossés du Coriolis et du bassin Nord Fidjien, où l'influence du composant de subduction est relativement restreinte (Ba/Nb et Th/Ta faibles), s'alignent le long de la droite de discrimination des domaines mantelliques « indien » et « pacifique » entre un même pôle mantellique enrichi de type indien (rapports élevés en $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ pour des faibles $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) et un pôle plus radiogénique en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ présentant des rapports élevés en $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et pouvant correspondre soit aux sédiments du bassin Nord Loyauté, soit à un composant de type point chaud des Samoa (Fig. III.25). Cependant les compositions isotopiques des laves des îles centrales sont découplées de celles des laves émises en arrière de l'arc et s'alignent selon une direction différente. Les laves du Lopevi les plus radiogéniques en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de ce segment suggèrent la participation d'un composant pouvant correspondre aux sédiments subductés ou à la ride D'Entrecasteaux, tandis que les laves les moins radiogéniques en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de l'île de Gaua, sont situées au dessus du champ formé par les laves d'arrière-arc. Ceci suggère l'implication dans la source des îles centrales d'un composant faiblement radiogénique en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ différent de celui impliqué dans la genèse des laves émises en arrière de l'arc. Ce composant est caractérisé par des forts rapports $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et pourrait correspondre soit à une portion de manteau enrichie très locale, ou soit à un

mélange entre le manteau enrichi de type bassin Nord Fidjien avec un composant faiblement radiogénique en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et fortement radiogénique en $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

Cette anomalie isotopique en Pb est attribuée par Briquieu et al. (1994) à un processus d'enrichissement très ancien, supérieur à 500 Ma. La composition isotopique requise de ce composant est proche de celle décrite pour le pôle mantellique "Enriched Mantle 1" (EM1) défini par Zindler et Hart (1986). Nous discuterons de la nature de ce composant enrichi plus tardivement dans le manuscrit (cf. §IV.4).

Les isotopes du Nd-Hf

Les laves des îles centrales ont globalement des compositions isotopiques plus radiogéniques en Sr et moins radiogéniques en Nd que les îles situées plus au sud (Fig. III.11). Ceci semble refléter l'implication d'un manteau moins appauvri de type indien en face de la ride D'Entrecasteaux comparativement à un manteau de type Pacifique au niveau des îles plus au sud.

Le diagramme isotopique Hf-Nd est fréquemment employé dans la littérature pour discriminer les domaines mantelliques indien et pacifique (Pearce et al., 1999 ; Kempton et al., 2002 ; Pearce et al., 2007). Il est utilisé dans les contextes de subduction où le composant de subduction est majoritairement contrôlé par les fluides, car le budget en Hf et en Nd de la source mantellique provient alors principalement du manteau et non du panneau plongeant en raison de l'immobilité de l'Hf et du Nd vis à vis des fluides (Brenan et al., 1995b ; Kessel et al., 2005). Toutefois, les produits de fusion issus du panneau plongeant apportent une part significative de Nd et contribuent à modifier le signal originel du manteau. La mobilité de l'Hf dans les zones de subduction est quant à elle sujette à débat (Pearce et al., 1999 ; Woodhead et al., 2001 ; Tollstrup et Gill, 2005).

Les compositions isotopiques des laves du Vanuatu se placent majoritairement dans le diagramme isotopique Hf-Nd au-dessus de la droite de discrimination mantellique établie pour la région du Pacifique sud-ouest (Pearce et al., 2007), c'est à dire dans le domaine indien (Fig. III.26). Seules les laves provenant des volcans de l'extrémité sud (Gilbert, Matthew, Vauban et Hunter) se positionnent dans le domaine Pacifique dans ce diagramme. Néanmoins pour les valeurs radiogéniques en Nd ($> 0,5130$), supposées être les moins influencées par le composant de subduction, les laves du Vanuatu présentent des teneurs variables en $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$, de plus en plus élevées du Sud vers le Nord, reflétant ainsi une variation possible de la composition du manteau : de type pacifique pour les îles du sud et indien pour les îles centrales. Le diagramme isotopique Hf-Nd ne permet pas de mettre en évidence le composant atypique révélé par les systèmes isotopiques Pb-Pb, les composants "sédiments", "Samoa", et "EM 1" ayant tous des compositions faiblement radiogéniques situées le long de la corrélation mantellique (Fig. III.26).

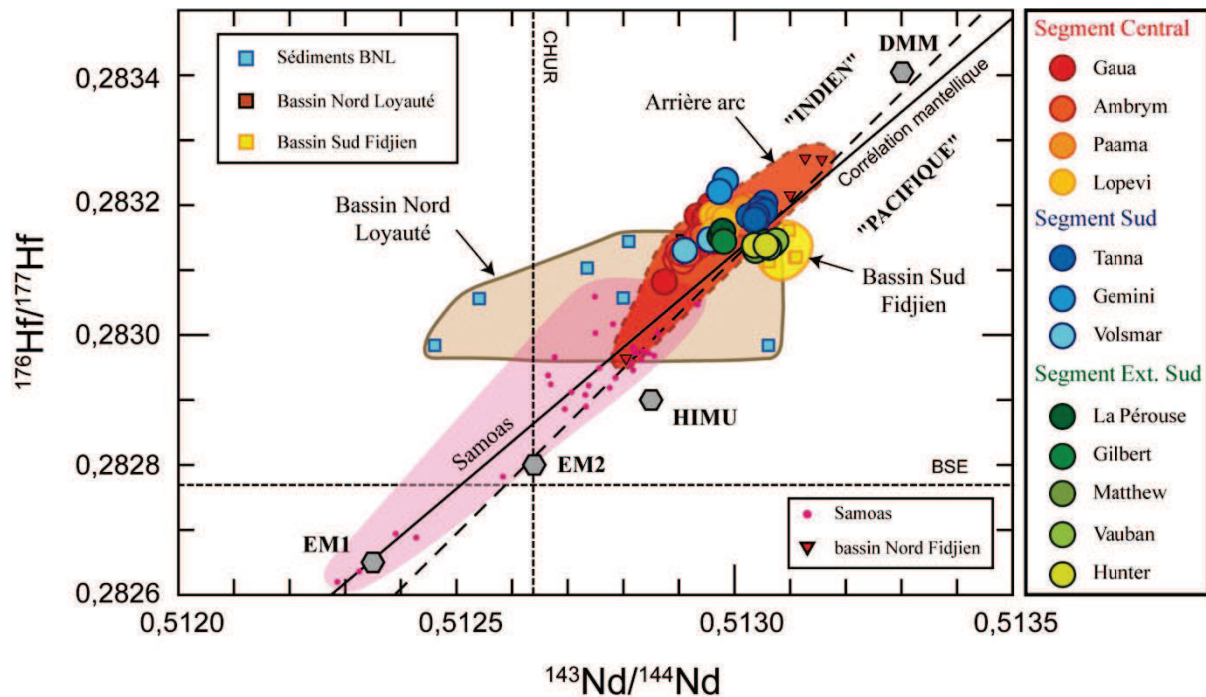


Figure III.26 : Diagramme $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ versus $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Les données du point chaud des Samoa proviennent d'une compilation GEOROC. Les hexagones représentent les pôles mantelliques (Hart, 1988), avec EM pour « Enriched Mantle », HIMU pour « high μ » et DMM pour « Depleted MORB Mantle ». Le champ jaune représente les laves du bassin Sud Fidjien, le champ marron englobe la croûte océanique du bassin Nord Loyauté, surmontée de ses sédiments, et le champ rouge englobe les laves émises en arrière de l'arc (les références des données utilisées sont inventoriées dans les figures III.15 et III.18). La ligne noire représente la corrélation mantellique (Graham et al., 2006), tandis que la ligne en tiret oblique sépare les domaines mantelliques pacifique et indien (Pearce et al., 2007). Les lignes en pointillés représentent respectivement les valeurs du CHUR et du BSE (cf. Fig. III.11).

IV.3. Hétérogénéité du composant de subduction

IV.3.1. Hétérogénéité du processus de transfert du composant de subduction

Le matériel transféré de la plaque plongeante vers le coin de manteau, classiquement nommé dans la littérature « composant de subduction » (McCulloch et Gamble, 1991), est responsable des enrichissements élémentaires caractéristiques des magmas d'arc (Elliott, 2003) (Ba/La et La/Nb élevés). L'étude des laves des archipels intra-océaniques (Reagan et al., 1994 ; Turner et al., 1996 ; Elliott et al., 1997 ; Hawkesworth et al., 1997b ; Class et al., 2000 ; Woodhead et al., 2001) ainsi que les travaux expérimentaux dans les conditions de pression-température atteintes au niveau du panneau plongeant (Brenan et al., 1995b ; Johnson et Plank, 1999 ; Kessel et al., 2005 ; Hermann et Spandler, 2008) ont permis de mettre en évidence l'implication de deux composants de subduction distincts : (1) l'un contribuant à l'enrichissement dans les laves d'arc d'une gamme restreinte d'éléments (Ba, Pb, Sr), tous mobiles dans les fluides aqueux, associé à la déshydratation de la croûte océanique altérée

et/ou des sédiments à des températures relativement faibles, (2) l'autre participant à l'enrichissement en éléments les plus incompatibles, associé au produit de fusion des sédiments formés à des températures plus élevées, et atteintes à des profondeurs plus fortes. Les conditions de pression-température traversées par le panneau plongeant dans la plupart des zones de subduction modernes ne permettent généralement pas la fusion de la croûte océanique, excepté dans certains cas de régime thermique particulier associé à des températures plus élevées (cas des adakites ; (Peacock et al., 1994)).

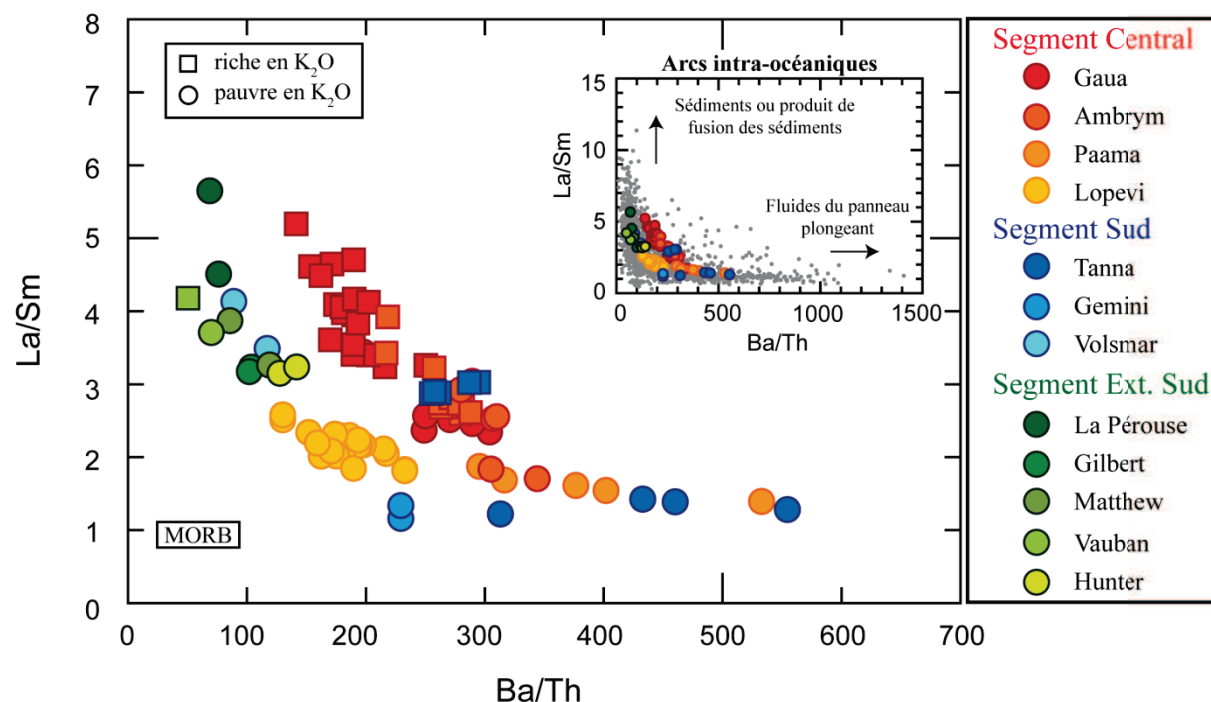


Figure III.27 : Diagramme La/Sm versus Ba/Th. Les ronds gris dans l'encart représentent les données des arcs intra-océaniques (compilation GEOROC). MORB d'après Sun et McDonough, (1989).

Ces deux types de transport fractionnent différemment les éléments. Dans le cas d'un transport par des fluides aqueux, le fractionnement s'établit en fonction du degré de mobilité des éléments dans les fluides. Les magmas résultants présentent alors des rapports d'éléments (très mobile / moins mobile) Ba/La, U/Th, Pb/Ce, Sr/Nd élevés comparativement à un N-MORB. Dans le cas d'un transport par un produit de fusion, le fractionnement se fait en fonction des différences de valeur des coefficients de distribution des éléments entre le solide et le liquide de fusion produit. Les magmas d'arc produits montrent des rapports élevés entre deux éléments d'incompatibilité différente tel que La/Sm et Th/Yb (Woodhead et al., 2001 ; Elliott, 2003).

Les éléments se comportant de façon similaire lors de la fusion du manteau péridotitique, ou des sédiments, montrent souvent des solubilités très différentes dans les fluides aqueux (Brenan et al., 1995b ; Kessel et al., 2005). La confrontation de différents types de rapports élémentaires peut ainsi permettre de discriminer le mode de transport du composant de subduction.

Le diagramme La/Sm vs Ba/Th est l'un des plus discriminants de notre étude (Fig. III.27). Nos échantillons forment une anti-corrélation dans ce diagramme. Les laves qui ont les plus forts rapports La/Sm (3-6) ont des rapports Ba/Th faibles (Ride de Hunter, Gaua), tandis que les laves présentant les plus forts rapports Ba/Th (300-600), ont des rapports La/Sm faibles (Paama, le Tukosmeru sur l'île de Tanna). La genèse des laves du Vanuatu ne semble donc pas dominée par un seul processus mais suggère l'implication de deux processus différents : d'une part, les fluides aqueux provenant de la déshydratation du panneau plongeant caractérisés par les laves présentant les Ba/Th élevés, et d'autre part, le produit de fusion des sédiments caractérisé par les laves présentant les La/Sm élevés. Toutefois les laves du Vanuatu présentent de faibles enrichissements, comparativement aux arcs intra-océaniques mondiaux (Fig. III.27). La participation du composant de subduction à la genèse des magmas du Vanuatu semble donc plus limitée que dans d'autres arcs.

IV.3.2. Origine des fluides aqueux

Dans les zones de subduction, la libération des fluides du panneau plongeant débute à partir de la fosse et continue jusqu'en domaine arrière-arc (Schmidt et Poli, 1998 ; Kessel et al., 2005 ; Savov et al., 2005 ; Grove et al., 2006). Ces fluides aqueux participent très certainement à la genèse des laves du Vanuatu au vu des rapports Ba/Th élevés de certaines laves, leur origine (sédiments ou croûte océanique altérée) n'a cependant pas été jusqu'ici très bien contrainte.

Le Sr est un élément mobile dans les fluides et les concentrations de cet élément dans les fluides aqueux sont très supérieures (quelques centaines de ppm) aux concentrations admises pour le coin de manteau non métasomatisé (7,664 ppm pour le manteau appauvri de Workman et Hart (2005)). Il en résulte que le manteau métasomatisé est composé majoritairement de Sr provenant du panneau plongeant. D'autre part les rapports isotopiques du Sr ne sont pas fractionnés par la déshydratation du panneau plongeant, ni par la fusion partielle du manteau. Le manteau métasomatisé a alors la signature isotopique du composant dont sont issus les fluides, et la transmet aux magmas lors de sa fusion partielle.

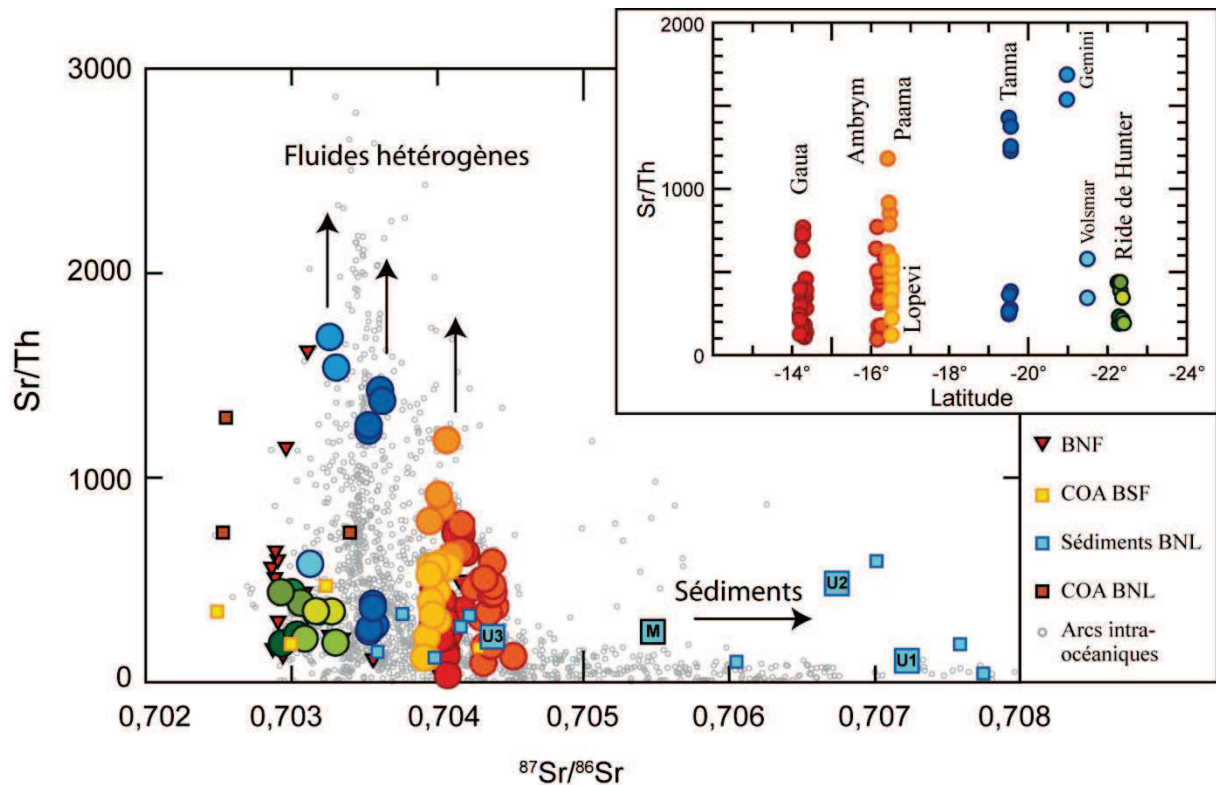


Figure III.28 : Diagramme Sr/Th versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. L'encart représente la variation du rapport Sr/Th en fonction de la latitude. Les flèches représentent l'influence des fluides et des sédiments. U1, U2, et U3 sont les moyennes respectives des différentes couches sédimentaires du bassin Nord Loyauté, et M est la moyenne totale (Peate et al., 1997). Les références des données sont fournies dans les figures III.15 et III.18.

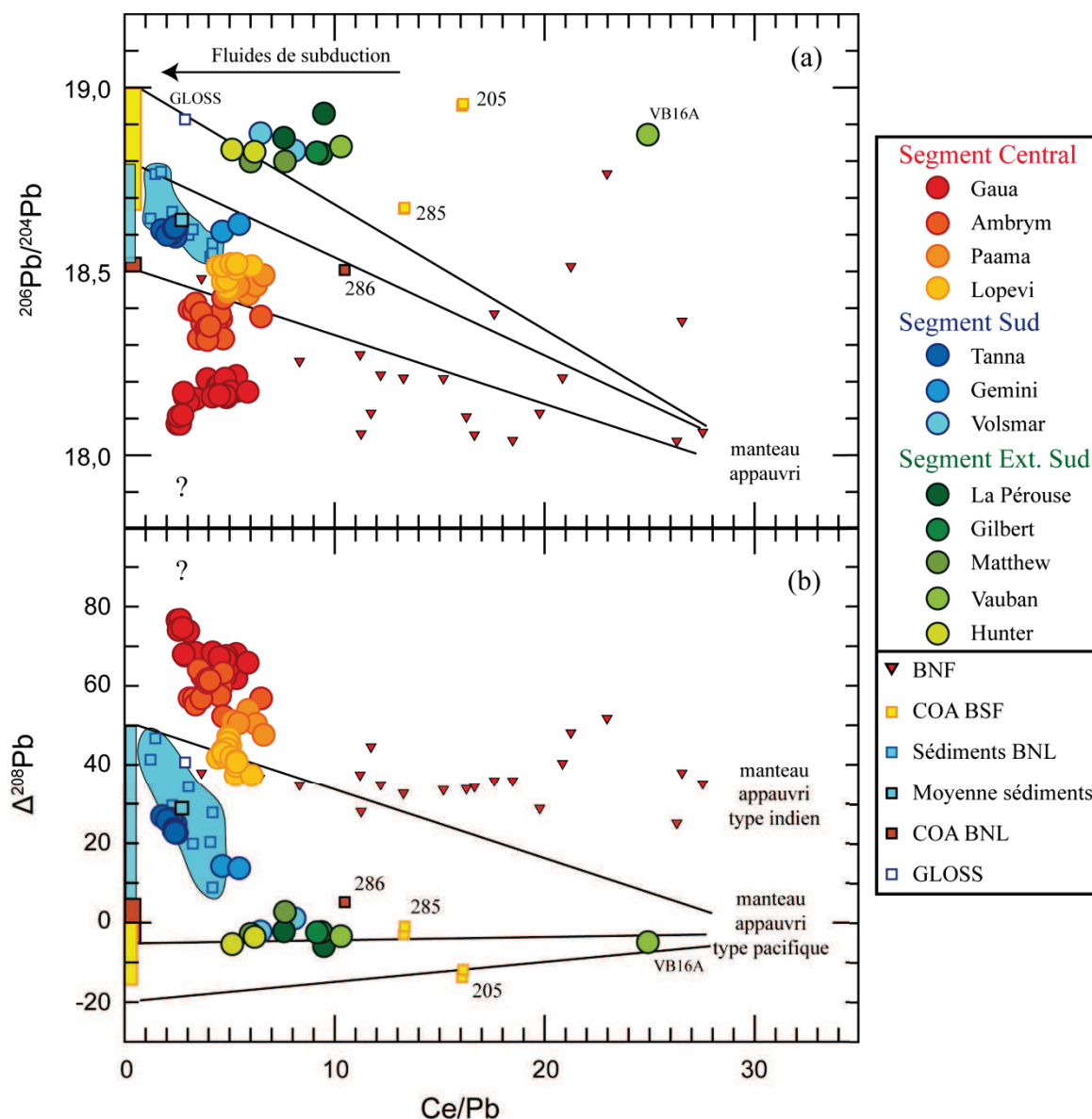
Le diagramme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs Sr/Th (mobile/immobile dans les fluides) est utilisé pour distinguer l'origine des fluides car les sédiments océaniques présentent généralement des compositions plus radiogéniques en Sr comparé à la croûte altérée (Hawkesworth et al., 1997b) (Fig. III.28). Les laves du Vanuatu possédant les plus forts Sr/Th (> 1000), fortement influencées par la participation des fluides, proviennent de Paama, Tanna et Gemini. Elles ont des rapports isotopiques en Sr (0,7032-0,7041) en partie comparables à ceux de la croûte océanique altérée du bassin Nord Loyauté adjacent (0,7025-0,7038). En revanche, ces laves sont moins radiogéniques que la valeur moyenne des sédiments subductés (0,7055) rapportée par Peate et al. (1997). Les fluides semblent donc provenir préférentiellement d'un composant peu radiogénique en Sr pouvant être assimilé à la croûte océanique du bassin Nord Loyauté. Cependant l'implication des fluides provenant des sédiments ne peut être rejetée, car une partie de ceux ci présentent tout de même des compositions isotopiques similaires à celles des laves de certaines îles. De plus, il faut noter que les laves de Paama, Tanna et Gemini ont des compositions isotopiques en Sr assez différentes, selon un gradient décroissant du Sud vers le Nord couvrant la gamme de composition affichée par les arcs intra-océaniques pour des valeurs du rapport Sr/Th similaires. Ceci suggère d'une part, que les fluides sont hétérogènes d'un point de vue isotopique le long de l'arc du Vanuatu, et d'autre part, que le composant qui se déshydrate a des

compositions isotopiques de plus en plus radiogéniques en Sr vers le Nord. Briquieu et al. (1994) suggèrent que la participation des fluides de la croûte très altérée de la ride Nord D'Entrecasteaux, qui subducte en face des îles centrales, est responsable des valeurs plus radiogéniques enregistrées au niveau de ces îles. Cependant les valeurs maximales atteintes par le rapport Sr/Th diminuent progressivement du Sud vers le Nord, et pourraient suggérer une diminution de l'implication des fluides en se rapprochant de la zone de collision. Les laves des îles centrales présentent des rapports Sr/Th plus faibles et des rapports plus radiogéniques en Sr, pouvant suggérer une influence plus importante des sédiments.

Afin de discriminer plus précisément l'origine des fluides de subduction, un diagramme des isotopes du Pb en fonction du rapport Ce/Pb a été utilisé par Miller et al. (1994). Les mélanges sont représentés par des droites dans ce diagramme. Le Pb est un élément mobile dans les fluides et les concentrations de cet élément dans les fluides aqueux (de l'ordre du ppm à la centaine de ppm) dépassent largement les concentrations admises pour le coin de manteau non métasomatisé (0,018 ppm pour le manteau appauvri (Workman et Hart, 2005)). Suivant l'approche décrite précédemment pour le Sr, la différence de composition isotopique en Pb des différents composants entrant en subduction est utilisée afin de déterminer l'origine des fluides présentant de faibles rapports Ce/Pb. Le rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et le $\Delta^{208}\text{Pb}$ ont été choisis car ils présentent le plus de différences entre les différents composants de la plaque subductée (Fig. III.29).

L'ensemble des laves du Vanuatu possède des faibles rapports Ce/Pb (< 10). Les valeurs du rapport Ce/Pb rapportées pour le manteau appauvri (~ 32 (Workman et Hart, 2005)) et pour les différentes croûtes océaniques qui subductent (10 et 17) sont supérieures à celle de nos échantillons. Les rapports Ce/Pb des sédiments subductés sont faibles (< 5) et semblables à ceux de l'arc. Le Ce et le Pb se comportant de façon similaire lors de la fusion, ce rapport n'est pas modifié significativement par ce processus. Il n'est donc en théorie pas possible de distinguer de façon précise la nature du composant sédimentaire (fluide ou produit de fusion) à partir de ce diagramme. Les laves du Vanuatu semblent donc globalement toutes affectées par la participation plus ou moins importante de fluide (faible Ce/Pb), à l'exception de l'échantillon VB16A qui a une valeur plus élevée comparable à celle des N-MORB (~ 25), et semble impliquer un processus différent (Fig. III.29). Les échantillons situés le long de la terminaison sud du Vanuatu (Volsmar - Hunter) ont les valeurs les plus radiogéniques en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et les valeurs les plus faibles en $\Delta^{208}\text{Pb}$, soit une signature isotopique en Pb semblable à celle rapportée pour le bassin Sud Fidjien adjacent. Les valeurs rapportées pour le bassin Nord Loyauté (croûte et sédiments) sont respectivement plus faibles et plus élevées, et ne peuvent participer à la genèse de ces laves. Les échantillons provenant de Tanna et de Gemini, ont des compositions isotopiques intermédiaires entre la croûte océanique du bassin Nord Loyauté et la valeur moyenne des sédiments qui subductent en face de ces îles. Cela suggère que la source des laves des îles du Sud provient probablement d'un mélange à trois composants comprenant les fluides de la croûte océanique altérée, les fluides ou le produit de fusion des sédiments et le manteau appauvri. En revanche les îles

centrales ont des compositions isotopiques distinctes de celles rapportées pour les différentes composantes de la plaque subductée. Les compositions de la ride D'Entrecasteaux ne sont pas représentées dans ce diagramme par manque de données, toutefois, les compositions isotopiques connues de la ride sont comprises dans la gamme de variation mesurée dans le bassin Nord Loyauté (croûte et sédiments). Il en résulte donc qu'aucun mélange « manteau-composant de subduction » à lui seul, ne peut expliquer toutes les compositions et requiert la participation d'un composant faiblement radiogénique en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, avec un $\Delta^{208}\text{Pb}$ élevé et un rapport Ce/Pb faible.



IV.3.3. Origine des produits de fusion

Les sédiments

Les études expérimentales ont montré que la fusion des sédiments est permise en profondeur lorsque les températures atteintes au toit du panneau plongeant sont suffisantes (Nichols et al., 1994 ; Johnson et Plank, 1999 ; Kessel et al., 2005 ; Hermann et Spandler, 2008). Un diagramme du rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ en fonction du rapport Th/Nd est généralement utilisé dans la littérature pour caractériser l'apport sédimentaire à la source des magmas d'arc et mettre en évidence leur fusion (Class et al., 2000). En effet les données expérimentales suggèrent que le Th et le Nd ne sont pas ou peu mobilisés dans les fluides aqueux lors de la déshydratation de la plaque plongeante ((Brenan et al., 1995a ; Brenan et al., 1995b ; Johnson et Plank, 1999 ; Kessel et al., 2005), et que l'effet de ce composant est donc insignifiant dans un tel diagramme.

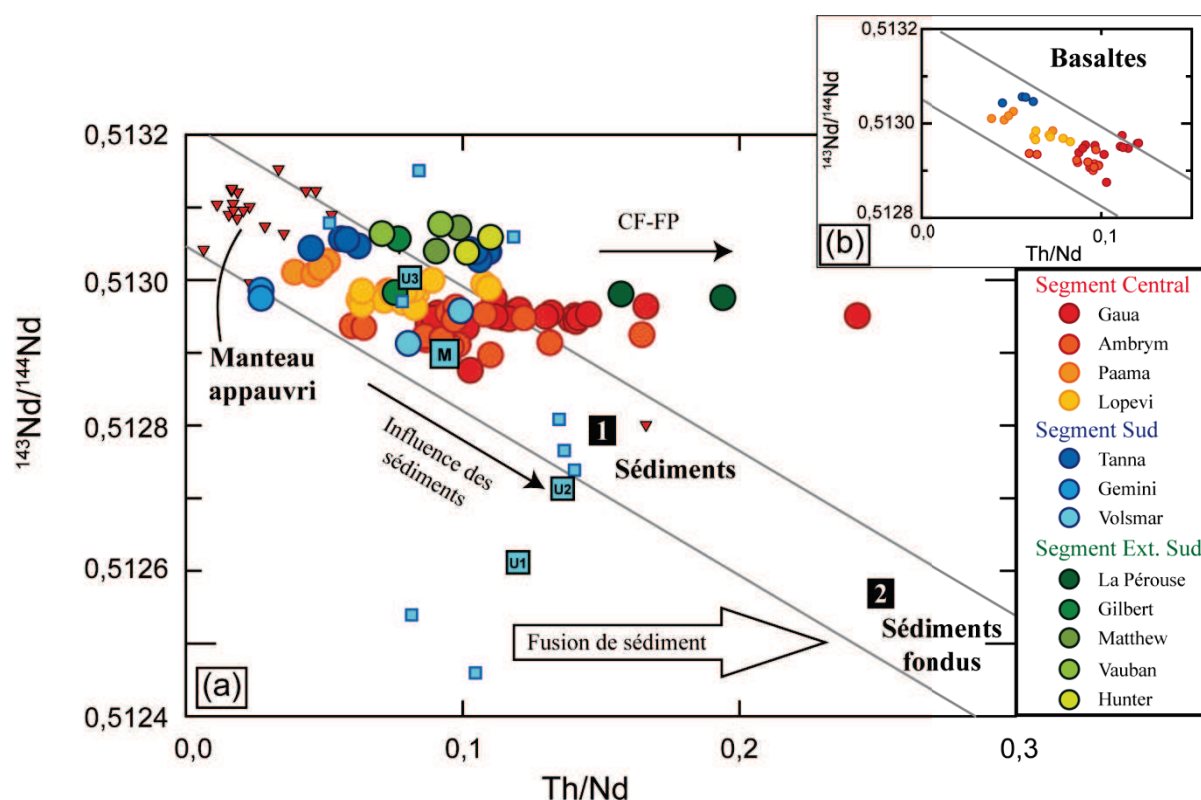


Figure III.30 : (a) Diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus Th/Nd. U1, U2, U3 sont les moyennes respectives des différentes couches sédimentaires du bassin Nord Loyauté, et M est la moyenne totale (Peate et al., 1997). (b) L'encart représente uniquement les compositions basaltiques (< 52 % SiO_2). Les deux droites soulignent la corrélation négative formée par les basaltes. La flèche notée CF-FP indique l'influence de la cristallisation fractionnée et de la baisse du taux de fusion partielle. L'autre flèche noire représente l'influence des sédiments. La flèche blanche indique l'influence de la fusion des sédiments. Le carré marqué « 1 » représente un composant sédimentaire, et le carré marqué « 2 » représente un composant sédimentaire sous forme d'un produit de fusion.

Le Th et le Nd, deux éléments incompatibles, sont transférés de la plaque plongeante de manière efficace uniquement dans le cas où les sédiments fondent (Hawkesworth et al., 1997a ; Johnson et Plank, 1999 ; Plank, 2005), générant ainsi les enrichissements préférentiels en Th observés dans certains magmas d'arc (Plank et Langmuir, 1993). Le budget en Th et Nd des magmas d'arc est donc principalement contrôlé par les teneurs de ces éléments dans le coin de manteau et par l'addition du composant sédimentaire.

Dans le diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus Th/Nd les échantillons de notre étude forment un champ assez dispersé, avec des rapports variables Th/Nd (Fig. III.30). Néanmoins, si l'on conserve uniquement les compositions obtenues pour les basaltes (< 52 % SiO_2), réduisant considérablement les effets de la cristallisation fractionnée sur ce rapport, une corrélation négative est clairement mise en évidence. L'avantage de montrer les rapports $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ en fonction des rapports Th/Nd (Nd au dénominateur des deux rapports) est que dans un tel diagramme les mélanges entre les différents composants sont représentés par des droites. Le champ formé par les basaltes du Vanuatu peut alors être interprété comme un mélange entre un composant radiogénique en Nd avec un faible rapport Th/Nd correspondant au manteau appauvri et un composant faiblement radiogénique en Nd, avec un rapport Th/Nd élevé correspondant aux sédiments subductés. Les laves du bassin arrière-arc Nord Fidjien, présentant les plus faibles rapports Th/Nd, se positionnent à l'extrémité de la droite de mélange et leur composition isotopique reflètent potentiellement celle du pôle mantellique appauvri nécessaire au mélange. Une partie des sédiments seulement présente des valeurs moins radiogéniques en Nd que les laves et peut être vue comme un pôle sédimentaire potentiel. Parmi celles-ci, certaines compositions se situent dans la prolongation du champ linéaire formé par les basaltes, et d'autres se situent en dessous. Les compositions des sédiments situées dans le champ de mélange ([1] ; Fig. III.30a) peuvent expliquer directement les compositions de l'arc par leur simple incorporation au coin de manteau. Toutefois, la fusion des sédiments fractionne le Th (très incompatible) par rapport au Nd (moins incompatible) (Johnson et Plank, 1999), sans modification du rapport isotopique. Le produit de fusion des sédiments les moins radiogéniques a donc des rapports Th/Nd plus élevé et peut être considéré comme un deuxième pôle de mélange potentiel ([2] ; Fig. III.30a).

L'hétérogénéité des compositions élémentaires des sédiments subductés, ainsi que leur faible écart de composition isotopique avec les laves de l'arc ne permettent pas de discriminer de manière franche sous quelle forme le composant sédimentaire est transféré au coin de manteau. Toutefois la composition moyenne des deux couches superficielles de sédiments subductés (U1 et U2) fournie par Peate et al. (1997) se situe en dessous du champ de mélange et pourrait suggérer leur contribution à la source des magmas du Vanuatu sous forme d'un produit de fusion. ([2] ; Fig. III.30a).

On notera que la composition des îles du Vanuatu peut être expliquée par l'implication de plus en plus forte des sédiments du Sud vers le Nord. L'augmentation significative du rapport Th/Nd ne peut être imputée aux variations de sources (manteau pacifique vs indien).

La croûte océanique

Les andésites magnésiennes présentent des rapports La/Sm élevés, suggérant l'implication d'un composant de subduction sous la forme d'un produit de fusion (Fig. III.27). Ces laves ont des compositions isotopiques qui se placent le long de la NHRL dans un espace isotopique Pb-Pb (Fig. III.10). De plus, elles présentent des compositions très radiogéniques en Nd (excepté celles émises près de la zone de collision avec la ride des Loyauté) et peu radiogéniques en Sr (Fig. III.10). Même si la composition des sédiments du bassin adjacent Sud Fidjien (calcaires associés à des tufs vitreux) n'est pas connue, ceux-ci ont très probablement des compositions moins radiogéniques en Nd et plus radiogéniques en Sr et devraient se placer bien au-dessus de la NHRL dans un diagramme isotopique Pb-Pb (cas du GLOSS et des sédiments du bassin Nord Loyauté (Fig. III.15)). Une forte contribution des sédiments à la source des magmas des volcans entre Matthew et Hunter ne semble donc pas très satisfaisante. Les laves provenant du segment Matthew-Hunter présentent les mêmes compositions isotopiques (Sr, Nd, Pb, Hf) que le bassin Sud Fidjien (Fig. III.25 et III.26). Il est donc possible de penser que la signature isotopique du bassin Sud Fidjien soit transmise au coin de manteau via un produit de fusion provenant de la croûte océanique.

Les conditions de pression-température nécessaires pour permettre la fusion de la croûte océanique ne sont généralement pas atteintes au niveau de la plaque plongeante dans la plupart des zones de subduction modernes (Peacock et al., 1994). Toutefois il existe en contexte d'arc des magmas riches en silice et en magnésium, nommé adakites (Kay, 1978 ; Defant et Drummond, 1990) qui présentent les caractéristiques géochimiques du produit de fusion de la lithosphère subductée. Ces magmas ont des Sr/Y (> 20 ou 40) et des La/Yb élevés (> 9 ou 20), pour des faibles teneurs en Y (< 18 ppm) et Yb ($< 1,9$ ppm), suggérant la présence de grenat et d'amphibole dans le résidu (Martin et al., 2005 ; Moyen, 2009 ; Castillo, 2012).

Les adakites sont généralement liées à la subduction d'une croûte océanique jeune et chaude (Defant et Drummond, 1990), mais peuvent également être associées à la bordure des zones de subduction (Yogodzinski et al., 2001), comme la terminaison de l'arc du Vanuatu où se met en place la ride de Hunter. De nombreuses études ont montré que les terminaisons des zones de subduction sont le lieu de flux mantelliques particuliers appelé « return flow » autour du bord du panneau plongeant (Kincaid et Griffiths, 2004 ; Jadamec et Billen, 2010). Les modèles numériques ont permis de mettre en évidence des variations de température de surface du panneau plongeant, lorsque le manteau flue autour du bord de la plaque (Kincaid et Griffiths, 2004). Ces modèles, dans le cas d'une subduction associée au retrait de la fosse, suggèrent que les températures de surface du panneau plongeant soient plus faibles en bordure qu'au centre de la plaque. Cependant les études géochimiques du magmatisme d'arc en bordure de subduction rapportent que les laves émises dans de tel contexte enregistrent souvent la signature de la fusion du panneau plongeant, soit au niveau des sédiments (Sud Sandwich (Leat et al., 2004)), soit de la croûte océanique (nord Kamtchatka (Yogodzinski et al., 2001), et nord

Tonga (Falloon et al., 2008)), et impliquent donc des températures du toit du panneau plongeant plus élevées que la normale. La proximité de la bordure du panneau plongeant semble donc avoir une forte influence sur la genèse des magmas d'arc.

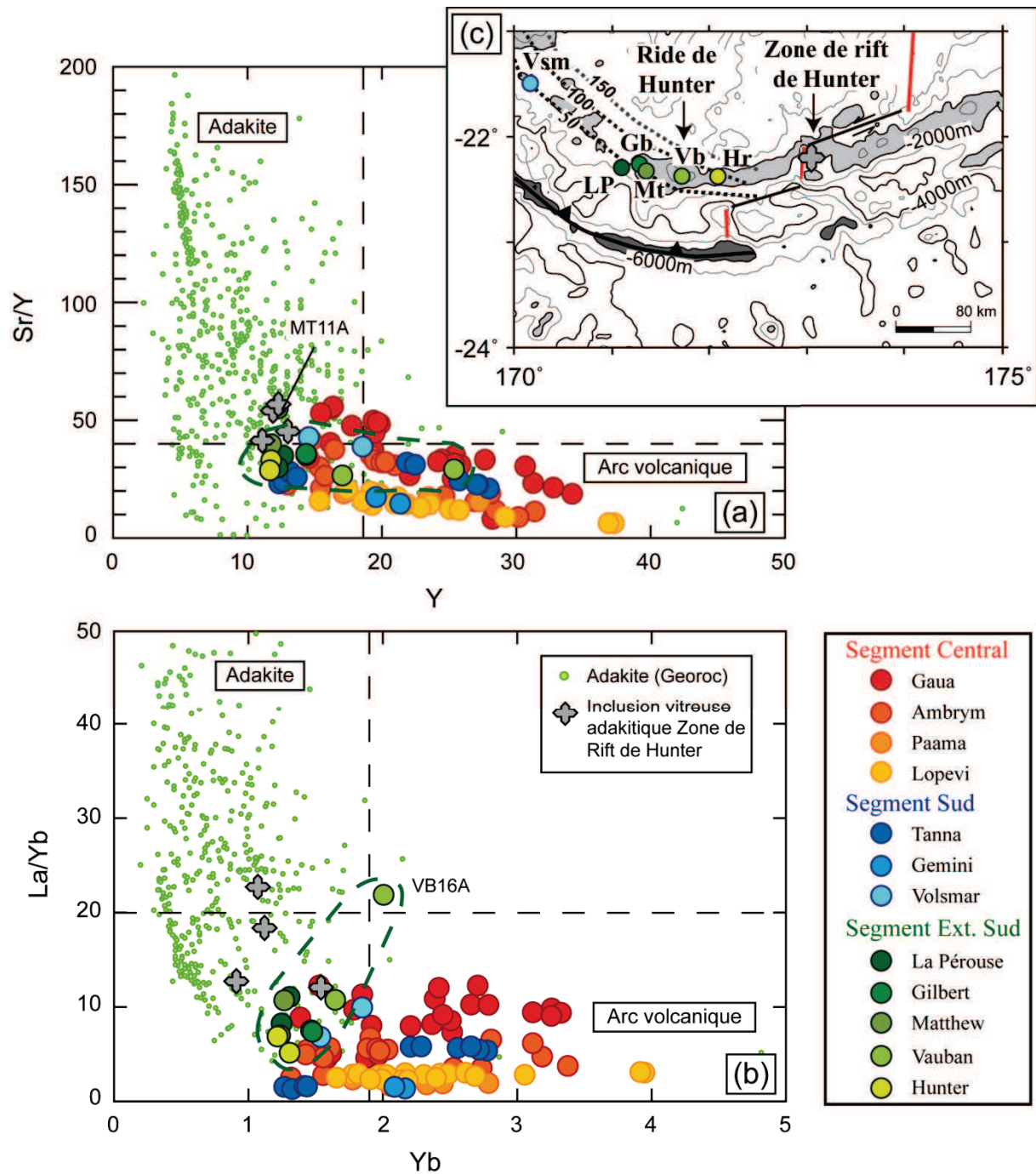


Figure III.31 : Diagrammes (a) Sr/Y versus Y et (b) La/Yb versus Yb permettant d'identifier les adakites. Les lignes en pointillés séparent le champ des adakites, de celui des arcs volcaniques classiques (Moyen, 2009). Les données des adakites proviennent d'une compilation GEOROC. Les données de la zone de rift de Hunter (croix grises) proviennent des travaux de Durance et al. (2012). (c) Carte bathymétrique de localisation des adakites. Les axes d'accrétions du bassin Nord Fidjien sont marqués par des traits rouges, et les failles transformantes par

des traits noirs (Maillet et al., 1989). Les lignes en pointillés correspondent aux isobathes du panneau plongeant dont la profondeur est indiquée en km (Syracuse et Abers, 2006).

Des liquides magmatiques présentant des affinités adakitiques ont été enregistrés dans la zone de rift de Hunter, située à l'est de la ride de Hunter (Durance et al., 2012), suggérant la possibilité de la fusion de la croûte océanique dans cette région (Fig. III.31). Cependant les andésites magnésiennes de la ride de Hunter présentent des compositions intermédiaires entre celles des arcs et celles caractéristiques des adakites, selon les critères exposés dans la littérature. Elles montrent de faibles rapports Sr/Y (25 - 40 ; MT11A = 55) et La/Yb (5 - 11 ; VB16A = 22) comparativement aux valeurs pouvant être atteintes dans les adakites. Ce sont néanmoins des valeurs parmi les plus élevées de l'arc du Vanuatu, comparables aux compositions des laves calco-alcalines riches en K₂O de Gaua ou du Yasur sur l'île de Tanna.

Il semble donc que les andésites magnésiennes du Vanuatu résultent d'un processus de formation différent de celui proposé pour les adakites. Toutefois, l'implication d'un produit de fusion provenant de la croûte océanique du bassin Sud Fidjien dans la genèse de ces laves n'est pas totalement rejetée.

IV.3.4. Modèles de quantification du composant de subduction

Dans un diagramme isotopique Hf-Nd, les laves du Vanuatu présentent au 1^{er} ordre une corrélation positive, typique des arcs intra-océaniques entre le champ des sédiments locaux et un composant radiogénique pouvant correspondre au manteau indien ou pacifique (Fig. III.32). L'Hf et le Nd étant des éléments peu mobiles dans les fluides (Brenan et al., 1995b ; Kessel et al., 2005), ce diagramme reflète donc principalement les variations mantelliques et celles du composant sédimentaire (sédiments en entier ou sous forme de produit de fusion) apporté au coin de manteau.

Les laves du Vanuatu se placent principalement au-dessus de la corrélation mantellique et sont incluses pour la plupart dans le champ des MORB indiens (Fig. III.32). Seules les laves provenant de l'extrémité Est de la ride de Hunter se trouvent en dessous de la corrélation mantellique, dans le domaine Pacifique défini par Pearce et al. (2007) au niveau la région du Pacifique sud-ouest. Dans le détail plusieurs corrélations sont observées, plus ou moins parallèles à la corrélation mantellique. Chaque île définit son propre champ isotopique (Fig. III.10b). La corrélation la plus remarquable est celle formée par les îles centrales de Gaua à Lopevi. Les valeurs les moins radiogéniques sont atteintes au niveau des laves d'Ambrym et de l'île de Gaua. L'île de Tanna définit une corrélation positive plus proche de la corrélation mantellique, présentant des valeurs parmi les plus radiogéniques de l'arc. L'extrémité Est de la ride de Hunter, soit les édifices les plus éloignés de la zone de collision avec la ride des Loyauté, montre une troisième corrélation positive située dans le domaine Pacifique. En revanche les laves des édifices de Gemini, Volsmar, La Pérouse et Gilbert situés près de la zone de collision, présentent des compositions peu radiogéniques en Nd et semblent découplées du reste de

l'arc. Elles présentent une faible gamme de variation en Hf, à l'exception des laves de Gemini qui sont les plus radiogéniques en Hf de l'arc. Les laves du Vanuatu semblent ainsi au premier ordre contrôlées par un composant radiogénique, pouvant être assimilé au manteau appauvri, et à un composant peu radiogénique, pouvant être assimilé aux sédiments. Nous avons choisi de réaliser un modèle de mélange binaire entre les sédiments subductés et un manteau type Indien ou Pacifique pour tenter de quantifier l'implication de chaque composant.

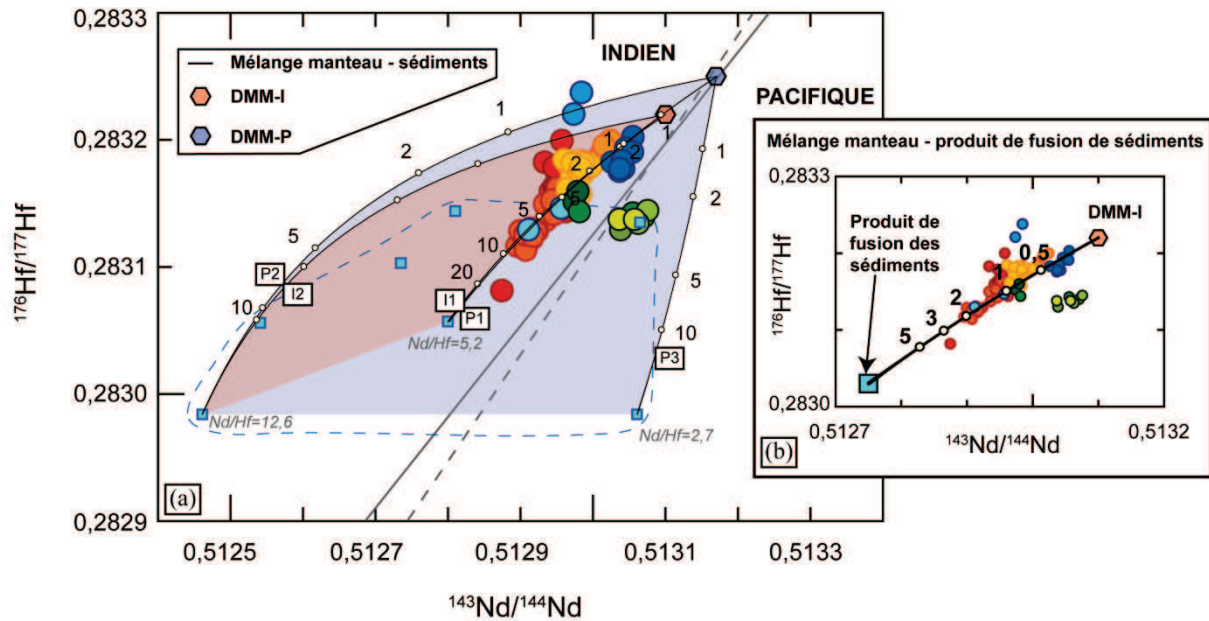


Figure III.32 : (a) Diagramme $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ versus $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ montrant la modélisation d'un mélange binaire entre les sédiments subductés et le manteau appauvri (manteau indien : hexagone rouge, manteau pacifique : hexagone bleu). Les pourcentages de sédiments ajoutés au manteau sont indiqués par les petits ronds blancs sur les courbes de mélange. Les rapports Nd/Hf des sédiments utilisés pour les modèles sont indiqués en gris et en italique. Le champ bleu en tirets représente la variation de composition des sédiments. Le champ rouge représente la gamme de compositions obtenue par les modèles impliquant le manteau indien, le bleu, celle obtenue avec un manteau pacifique. (b) Diagramme $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ versus $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ montrant la modélisation d'un mélange entre le manteau indien et le produit de fusion de la moyenne (modifiée) des sédiments, en utilisant les coefficients de distribution (éclogite/magma) rapportés dans Kessel et al. (2005). Les paramètres de modélisation sont reportés dans le tableau III.1.

Ce modèle fait l'hypothèse que l'essentiel de l'Hf et du Nd provient soit du coin de manteau ou soit des sédiments. Les mélanges sont représentés par des courbes dans ce diagramme et leur courbure est contrôlée par les valeurs des rapports Nd/Hf des pôles de mélange considérés. Les sédiments présentent des rapports Nd/Hf assez variables. Les sédiments provenant de l'unité 3, représentant la majeure partie de la colonne sédimentaire, couvrent pratiquement l'ensemble des variations isotopiques et des variations du rapport Nd/Hf de tous les sédiments subductés.

Les modèles de mélange entre un manteau appauvri (Indien ou Pacifique) et les différents sédiments (sous forme entière) du bassin Nord Loyauté permettent d'expliquer l'ensemble des

variations au niveau de l'arc. Ces modèles suggèrent entre 1 à 10 % de participation des sédiments dans la source mantellique, soit une participation assez élevée par rapports aux valeurs proposées par Peate et al. (1997), et comparée aux valeurs généralement proposées dans les autres arcs volcaniques. L'implication des sédiments sous forme d'un produit de fusion permet de réduire la part impliquée dans la source.

La mobilité de l'Hf et du Nd dans le produit de fusion des sédiments est fortement dépendante de la présence de phases accessoires dans le résidu de fusion telles que le zircon et le rutile (Hf), la monazite, l'apatite et l'allanite (terres rares), qui contribuent à fractionner ces deux éléments (Hermann et Rubatto, 2009). Toutefois, les compositions isotopiques des îles centrales forment une corrélation positive, ce qui nous permet de penser que le rapport Nd/Hf du produit de fusion doit être proche de celui du manteau appauvri (3,70). Le rapport Nd/Hf de la moyenne des sédiments (4,2) est proche de celui du manteau, et implique que si des phases accessoires sont présentes dans les sédiments qui fondent, elles ne jouent pas un rôle prépondérant sur le rapport Nd/Hf du magma produit. Les modèles de mélange binaire entre le manteau « Indien » et 0,5 à 3 % de produit de fusion des sédiments permettent d'expliquer les compositions des laves du Vanuatu. Les compositions isotopiques des laves provenant de Gemini sont très éloignées de la droite de corrélation mantellique et présentent les compositions en Hf les plus radiogéniques de l'arc. Cela suggère la participation d'un composant différent présentant un rapport Nd/Hf élevé et pouvant correspondre :

soit à un sédiment présentant cette caractéristique

soit à la fusion d'un sédiment en présence de rutile ou zircon résiduel (Hf est compatible dans ces phases minérales) ou bien cela indique la déstabilisation de phases riches en terres rares telles que l'apatite, l'allanite ou la monazite

Ayant de faibles contraintes sur la composition du manteau, il est difficile privilégier l'une ou l'autre des solutions.

Paramètres utilisés dans les modélisations

	Sr ppm	Nd ppm	Pb ppm	Hf ppm	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf	Références
Manteau									
Manteau appauvri Pacifique	7,664	0,581	0,018	0,157	0,7025	0,513170	17,9	0,28325	1 ; ce travail
Manteau appauvri Indien	7,664	0,581	0,018	0,157	0,7030	0,513100	17,8	0,28322	2 ; ce travail
Manteau type EM1	20,4	1,48	0,037		0,7055	0,513350	17,5		2 ; 3
Matériel subducté									
Croûte océanique altérée	161	10,5	1,04		0,703800	0,513166	15,529		4 ; 5
Moyenne des sédiments du bassin Nord Loyauté	338	14,6	7,73	3,48	0,705480	0,512900	18,640		5
Sédiment U1 (286- 5-2 - 144-146)	173	39	35,8	3,09	0,707750	0,512461	18,765	0,282984	5 ; 6
Sédiments (286- 11-1 - 101-104)		15,1		2,92		0,512800		0,283057	7
Sédiments (286- 17-4- 123-125)	200	11,4	5,5	4,27	0,703590	0,513061	18,614	0,282984	5 ; 6
Moyenne des sédiments du bassin Nord Loyauté (forte participation U1)	338	14,6	7,73	3,48	0,705600	0,512800	18,660		5 modifié
Croûte continentale inférieure	348	11	4		0,7055	0,513350	17,500		3 ; 8
Composant de subduction									
Fluide de la croûte océanique altérée	777	0,23	12,6		0,70380	0,513166	15,529		4 ; 5 ; 9 ; 10
Produit de fusion des sédiments	2396	38,3	55,8		0,70540	0,512800	18,660		5 ; 11
Manteau métasomatisé									
Mélange (0,98:0,02) manteau Indien + fluide de la croûte océanique	23,1	0,57	0,27		0,70354	0,51310	18,458		
Mélange (0,998:0,002) manteau Indien + produit de fusion des sédiments	12,4	0,66	0,13		0,70392	0,51306	18,541		
	Sr	Nd	Pb						
Coefficient de partage									
Clinopyroxène/fluide	3,22	92,6	0,115						9 ; 10
Grenat/fluide	0,0013	14,25	0,028						9 ; 10
Coefficient de distribution									
Eclogite (0,6 Gt; 0,4 Cpx)/fluide	1,29	46	0,063						9 ; 10
Eclogite (0,6 Gt; 0,4 Cpx)/produit de fusion	0,046	0,31	0,043						11

Tableau III.1 : Paramètres utilisés dans les modélisations. Références (1) Workman et Hart (2005), (2) Willbold et Stracke (2006), (3) Hart (1988), (4) Briquieu et al. (1994), (5) Peate et al. (1997), (6) Pearce et al. (2007), (7) Vervoort et al. (2011), (8) Rudnick et Gao (2004), (9) Brenan et al.(1995a), (10) Brenan et al. (1995b), (11) Kessel et al. (2005). Les modélisations sont détaillées en annexe 7.

Dans un diagramme isotopique Sr-Nd, les compositions isotopiques des laves du Vanuatu se positionnent entre un composant radiogénique en Nd pouvant être assimilé au manteau terrestre appauvri et un composant moins radiogénique pouvant être assimilé aux sédiments (Fig. III.33). Cependant, le contraste isotopique entre les sédiments et le manteau appauvri est moins important que ce qui peut être observé dans les autres arcs intra-océaniques (Plank et Langmuir, 1998). Les mélanges sont représentés dans ce type de diagramme par des courbes dont la courbure est fonction du rapport Sr/Nd. Les fluides fractionnent fortement ces deux éléments (Sr étant fortement mobile dans les fluides, le Nd l'étant beaucoup moins), mais la fusion les fractionne beaucoup moins car ces deux éléments ont des coefficients de distribution (sédiment/produit de fusion) relativement proches. Nous avons vu précédemment que les fluides de subduction semblaient provenir principalement de la croûte océanique du bassin Nord Loyauté.

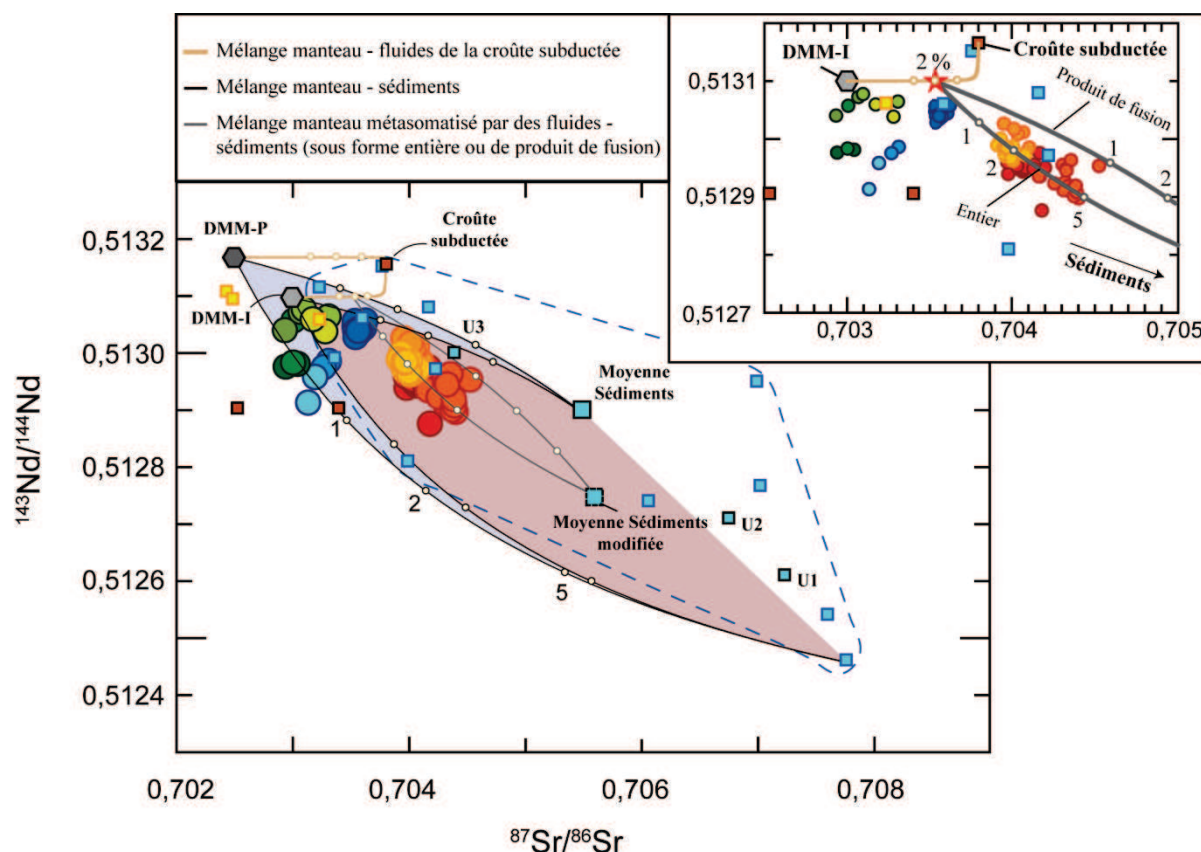


Figure III.33 : Diagramme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ montrant la modélisation d'un mélange entre le manteau appauvri et les différents composants de subduction. Les courbes noires représentent le mélange entre les sédiments et le manteau indien (DMM-I) ou pacifique (DMM-P). Le champ rouge représente la gamme de compositions obtenue par les modèles impliquant le manteau indien, le bleu, celles obtenue avec un manteau Pacifique. Les courbes brunes représentent le mélange entre le manteau indien et les fluides issus de la déshydratation de la croûte océanique altérée. Les coefficients de partage (éclogite/fluide) proviennent des travaux expérimentaux de Brenan et al. (1995a), et Brenan et al. (1995b). Les courbes grises représentent les mélanges entre un manteau métasomatisé (manteau + 2 % de fluides de la croûte océanique) représenté par l'étoile rouge avec les sédiments subductés (courbe inférieure), ou avec le produit de fusion des sédiments (courbe supérieure). Les pourcentages du composant de subduction ajoutés au manteau sont indiqués par les petits ronds blancs sur les courbes de mélange. Les paramètres de modélisation sont reportés dans le tableau 1.

Le mélange binaire entre le manteau appauvri (pacifique ou indien) et les fluides provenant de la croûte altérée de ce bassin ne semble pas pouvoir expliquer les variations de compositions des laves du Vanuatu. En revanche la gamme de variation observée est globalement couverte en ajoutant 1 à 5 % de sédiments subductés au manteau appauvri (indien ou pacifique) par un simple mélange binaire. Les compositions des îles centrales forment une corrélation négative bien marquée qui n'est pas expliquée de façon satisfaisante par l'addition de plus en plus importante de sédiments. Néanmoins un mélange à trois composants peut fournir de meilleurs résultats en suivant la proposition de Handley et al. (2007) pour expliquer la composition des laves de l'arc de la Sonde. La corrélation formée par les îles centrales peut être modélisée en ajoutant tout d'abord 5 % de fluide issu de la déshydratation de la

croûte océanique altérée du bassin Nord Loyauté au manteau indien, puis en ajoutant dans un second temps entre 1 à 5 % de sédiments subductés, ou moins de 1% seulement du produit de fusion des sédiments. L'utilisation de la moyenne des sédiments peu radiogéniques, impliquant une participation plus importante des sédiments subductés fournit les meilleurs résultats. L'implication de la fusion partielle de 2 % de ces sédiments fournit également une courbe de mélange passant au travers de la corrélation formée par les laves.

Les laves du segment sud et extrême sud ne présentent pas une telle corrélation, et il est donc plus difficile de proposer un modèle spécifique. Cependant les compositions de l'île de Tanna peuvent être expliquées selon la même méthode en impliquant un manteau de type Pacifique.

IV.4. Le composant manquant enregistré dans le magmatisme des îles centrales

Les isotopes du plomb permettent de mettre en évidence un composant impliqué dans la source des îles centrales non reconnu ailleurs au niveau du volcanisme régional, ni au niveau des compositions connues de la plaque subductée. En effet, aucun mélange entre le manteau appauvri et les différents composants de la plaque subductée ne peut rendre compte à lui seul des compositions enregistrées au niveau du volcanisme des îles centrales. D'autre part, l'implication d'un composant type point chaud des Samoa au niveau de la source des îles centrales, comme suggéré par Pearce et al. (2007) ne peut être responsable des compositions faiblement radiogéniques en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ enregistrées au niveau des îles centrales car les laves provenant de l'archipel des Samoa présentent toutes des compositions plus radiogéniques ($> 18,6$). Dans les diagrammes isotopiques les îles centrales forment une corrélation qui tend vers un composant qui se caractérise par des faibles $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$, et des forts $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\Delta^{207}\text{Pb}$ et $\Delta^{208}\text{Pb}$. L'anomalie enregistrée en $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ témoigne d'un découplage entre l'isotope ^{208}Pb et les autres isotopes du plomb. Cet isotope radiogénique se démarque des deux autres, par sa provenance de la chaîne de désintégration radioactive du ^{232}Th et non de celle de l'uranium. Le découplage enregistré semble donc indiquer un fractionnement chimique ancien entre ces deux éléments et l'implication d'un composant présentant des rapports Th/U élevés. En revanche les forts $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ comparativement aux faibles $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ traduisent l'isolement ancien d'un réservoir avec un faible U/Pb. Le ^{206}Pb provient de la chaîne de désintégration radioactive du ^{238}U et le ^{207}Pb provient de la chaîne de désintégration radioactive du ^{235}U , tandis que le ^{204}Pb est un isotope stable (non radioactif et non radiogénique). Les périodes de désintégration de ces deux isotopes sont très différentes, 4,47 Ga pour ^{238}U et 0,70 Ga pour ^{235}U , ce qui implique que ce dernier se désintègre plus rapidement. L'abondance de ^{235}U s'est considérablement amenuisée depuis la formation de la Terre ($\sim 4,5$ Ga) et il ne reste plus désormais que $\sim 1\%$ du ^{235}U initial après ~ 6 périodes de désintégration. Des rapports élevés en $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ comparé au $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ n'ont pu être produits qu'à une période très ancienne où le rapport $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ était encore élevé. Les faibles rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$

impliquent un réservoir avec de faibles rapports U/Pb. Les rapports forts en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et faibles en $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ traduisent un composant avec des rapports élémentaires Rb/Sr élevés et faibles en Sm/Nd et en Lu/Hf. Le fractionnement élémentaire entre l'élément père radioactif et fils radiogénique résulte des différents processus géologiques (magmatique ou non).

Dans les diagrammes isotopiques, les îles centrales forment une corrélation qui tend vers une composition proche de celle rapportée pour le pôle mantellique enrichi « EM1 » (Fig. III.34). Dans le détail, elles forment une corrélation négative (diagramme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) et positive (diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) ressemblant en partie à celles typiquement formées par des basaltes provenant d'îles océaniques et de rides océaniques échantillonnant un manteau EM1. Ce type de corrélation isotopique est différent de celles formées par les N-MORB, où celles formées par les îles océaniques impliquant un composant mantellique HIMU et EM2. Ces composants mantelliques ont été définis par Zindler et Hart (1986) afin de décrire les compositions atypiques des basaltes de certaines îles et rides océaniques. Pour expliquer l'origine des compositions atypiques attribuées au pôle EM1 (exemple de Pitcairn, Gough, ride de Walvis), certains auteurs ont proposé l'implication d'une croûte océanique recouverte de sédiments pélagiques, caractérisés par des rapports Th/U élevés (Ben Othman et al., 1989 ; Plank et Langmuir, 1998), recyclés par le biais d'une zone de subduction il y a au moins 1 milliard d'années (Weaver, 1991 ; Chauvel et al., 1992). Eisele et al. (2002) proposent un modèle similaire mais avec la participation supplémentaire de sédiments continentaux et suggèrent un âge minimum de formation de ce réservoir à 0,7 milliard d'années. D'autres auteurs préfèrent évoquer la participation de lithosphère sub-continentale délamée afin d'expliquer ces compositions (Mahoney et al., 1992), quand d'autres encore suggèrent que la signature EM1 soit plutôt le reflet de la croûte continentale inférieure (Willbold et Stracke, 2006 ; Willbold et Stracke, 2010). En effet ce composant possède de forts rapports Rb/Sr, Th/Pb et de faibles rapports U/Pb, conduisant à produire au cours du temps des signatures isotopiques radiogéniques en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et peu radiogéniques en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Ce composant peut être entraîné dans le manteau par érosion crustale au niveau des zones de subduction océan-continent, dites « érosives ». Willbold et Stracke (2006) proposent que la source des basaltes possédant les signatures « EM1 » résulte d'un processus analogue impliquant des composants de nature similaire.

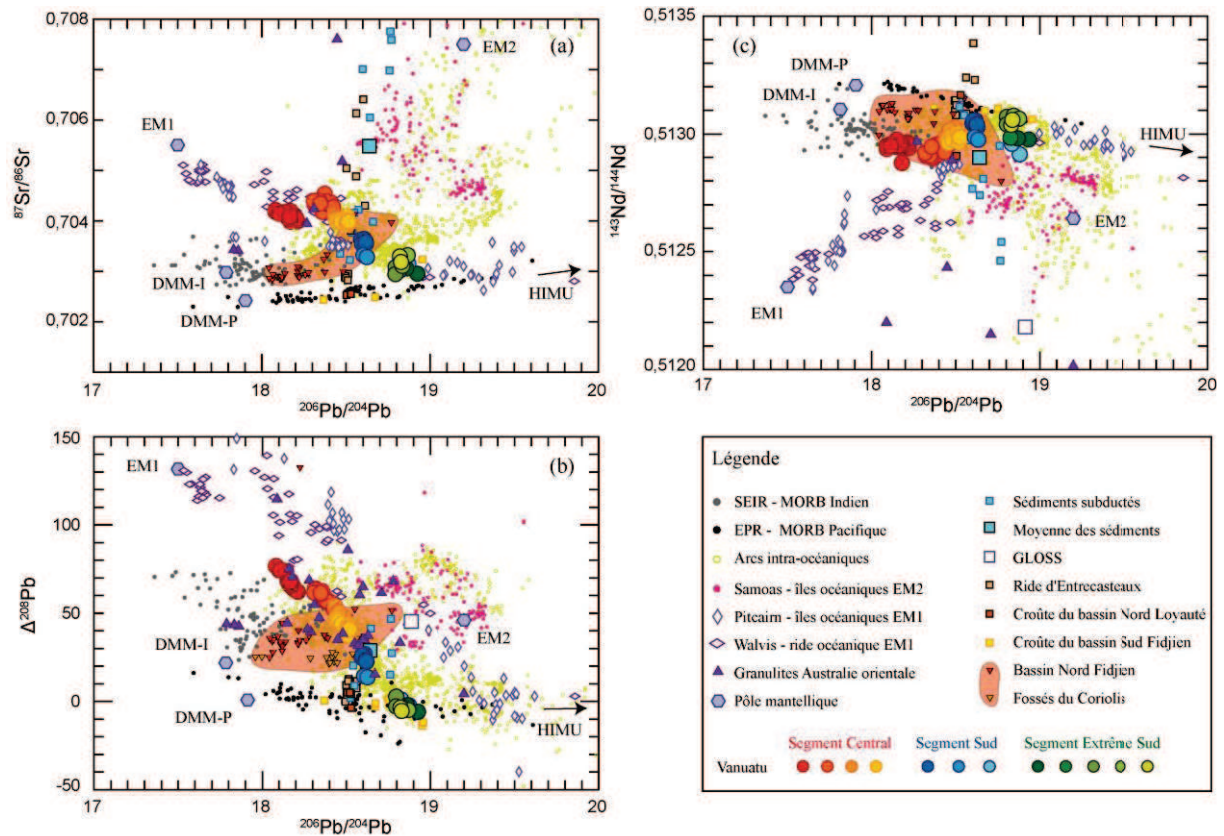


Figure III.34 : Diagramme (a) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (b) $\Delta^{208}\text{Pb}$ (c) $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Les données proviennent des références citées dans la figure III.15. Les données des îles Pitcairn, de la ride de Walvis et des arcs intra-océaniques proviennent d'une compilation GEOROC. Les données des granulites australiennes proviennent des travaux de Ewart (1982), Rudnick (1990), et Rudnick et Goldstein (1990).

La composition isotopique des îles centrales suggère donc dans leur source mantellique l'implication très locale d'une source enrichie de type EM1, ou bien de la contribution de composants semblables à ceux proposés pour former un manteau EM1.

Si l'on regarde les différents composants proposés pour former une source mantellique EM1, on peut rejeter la participation d'une croûte océanique et des sédiments pélagiques liés à une subduction ancienne, au vu de l'histoire géodynamique jeune de la région qui s'initie au Cénozoïque avec la dislocation du Gondwana. En revanche, de nombreux fragments continentaux issus de cette dislocation sont répartis entre le craton Australien et la marge du Vanuatu (Ride de Lord Howe, ride de Norfolk) et pourraient potentiellement contribuer à la source enrichie du Vanuatu. Les données chimiques et isotopiques provenant de la croûte continentale inférieure sont relativement rares en surface, cependant il arrive que des morceaux puissent parfois être remontés en surface par le volcanisme sous forme de xénolites granulitiques inclus dans les laves. Des études ont montré que la croûte continentale inférieure du craton Gondwanien archéen, échantillonnée par les xénolites granulitiques de Chudleigh et de McBride (Queensland, bordure nord-ouest de l'Australie), a

développé des compositions isotopiques qui sont comparables à celles exposées au niveau des îles centrales (Ewart, 1982 ; Rudnick, 1990 ; Rudnick et Goldstein, 1990 ; Murgulov et al., 2012).

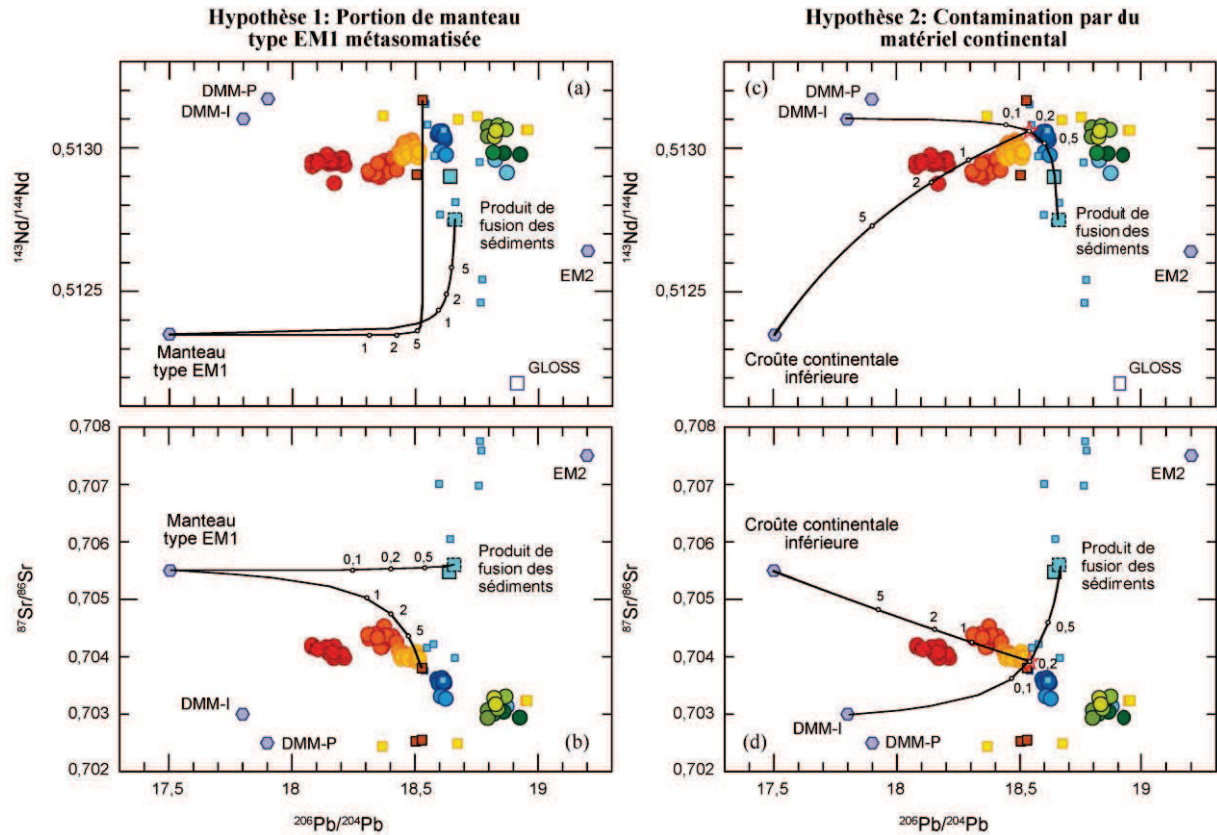


Figure III.35 : Diagramme (a, c) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (b, d) $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. L'hypothèse 1 (a, b) suppose un mélange entre une portion de manteau enrichi type EM1 et un composant sédimentaire (fluide de la croûte océanique altérée, ou produit de fusion de sédiments). Les coefficients de distribution sont fournis dans le tableau III.1. Le détail de la modélisation est présenté en annexe 7. L'hypothèse 2 (c,d) suppose la contamination d'un manteau indien métagénéré (ajout de 0,2 % d'un produit de fusion des sédiments subductés) par un contaminant d'origine continentale type croûte continentale inférieure. Les pourcentages du composant de subduction ou du contaminant ajoutés au manteau (métagénéré ou non) sont indiqués par les petits ronds blancs sur les courbes de mélange. Les paramètres de modélisation sont reportés dans le tableau III.1.

Dans le cas où une portion de manteau type EM1 serait localisée sous les îles centrales, sa fusion serait déclenchée par l'apport du composant de subduction provenant de la plaque australienne. Le mélange entre un manteau type EM1 (Willbold et Stracke, 2006) et le composant de subduction sous ses différentes formes possibles (sédiments, croûte océanique altérée, sous forme de fluide ou produit de fusion) ne peut reproduire les compositions des laves des îles centrales (Fig. III.35a et b). Les différents mélanges présentent tous une forme de « L » qui ne permet pas d'expliquer les corrélations positives ou négatives observées. En revanche, l'addition d'un composant d'origine continentale (type croûte continentale inférieure) présentant la signature isotopique du pôle EM1 à un manteau indien préalablement métagénéré permet de mieux reproduire les variations observées (Fig. III.35c et d).

L'enregistrement de cette anomalie de type EM1 au Vanuatu est confiné au niveau des îles centrales et n'apparaît que depuis l'entrée en subduction de la ride D'Entrecasteaux. Cette anomalie semble donc directement liée à la ride, même si aucune composition isotopique mesurée sur les roches volcaniques de cette ride ne montre des caractéristiques isotopiques de type EM1. La ride D'Entrecasteaux est une ancienne zone de subduction qui fonctionnait à l'Eocène. Il est donc possible qu'un composant, non reconnu en surface soit apporté par le biais de la ride D'Entrecasteaux. Cependant la subduction de croûte continentale (peu dense) est beaucoup plus difficile que celle de la croûte océanique (plus dense). L'arrivée d'une lithosphère continentale dans une zone de subduction, peut conduire à bloquer le coulisement des plaques, et signer l'arrêt du fonctionnement de la subduction (exemple de la Nouvelle Calédonie (Cluzel et al., 2001)). Par analogie à la Nouvelle Calédonie située plus au sud, et comme proposé par Laporte et al. (1998), il est possible qu'un fragment de lithosphère continentale soit entré en collision au niveau de la zone de subduction Eocène et ait été pris en étau au niveau de l'actuelle ride D'Entrecasteaux, stoppant la subduction. Plus tardivement au cours du développement de la subduction du Vanuatu, la ride D'Entrecasteaux est entrée en subduction, entraînant avec elle ce fragment de lithosphère sub-continentale qui par la suite a pu participer ainsi à enrichir chimiquement et isotopiquement le domaine mantellique adjacent situé sous les îles centrales.

IV.5. Le magmatisme à l'origine des andésites magnésiennes

Les andésites magnésiennes de l'archipel du Vanuatu sont émises uniquement au niveau de la terminaison Sud du Vanuatu, soit une zone où la production magmatique est relativement faible (Monzier et al., 1993). Elles se distinguent du reste de l'arc par leur composition en éléments majeurs, traces et isotopiques. Les andésites magnésiennes ont des teneurs trop élevées en Mg # ($Mg/(Mg+Fe)$) et en Ni pour provenir de la différenciation par cristallisation fractionnée d'un basalte (Kelemen, 1995). Elles peuvent être produites soit par la fusion partielle d'un manteau précédemment appauvri, puis métasomatisé par le composant de subduction, soit par la réaction entre un produit de fusion ascendant, provenant du panneau plongeant et le coin de manteau péridotitique (Kelemen, 1995).

Des enclaves doléritiques de laves de Hunter présentent une similitude avec les boninites riches en Ca (Monzier et al., 1993). Au sud-est de la ride de Hunter, des andésites magnésiennes, présentant clairement les caractéristiques boninitiques, ont été draguées 100 km à l'est de Hunter vers 173°N au niveau de l'intersection avec un segment du bassin Nord Fidjien (Sigurdsson et al., 1993). Les boninites sont des roches contenant des teneurs en $SiO_2 > 52 \%$, en $MgO > 8\%$ et en $TiO_2 < 0,5 \%$ (Crawford et al., 1989). Basé sur leurs compositions en éléments majeurs, elles sont généralement subdivisées en boninites riches en Ca, ou pauvres en Ca ($CaO/Al_2O_3 < 0,75$; (Crawford et al., 1989)). Les boninites présentent des rapports $Ti/V < 10$ (V est très incompatible sous des conditions de forte fugacité d'oxygène), c'est à dire des rapports plus faibles que ceux des tholéiites d'arc. Les spectres de terres rares des boninites ont généralement une forme de U (Taylor et al., 1994b). La genèse des

boninites est attribuée dans la littérature à la fusion d'un manteau très réfractaire, très appauvri en éléments incompatibles (type lherzolite pauvre en clinopyroxène ou harzburgite), de faible profondeur entre 30-50 km, très hydraté, et à forte température (Kushiro, 1974 ; Green, 1976 ; Crawford et al., 1989). Quatre modèles tectoniques différents sont généralement proposés pour la genèse des boninites. Elles peuvent résulter de (1) l'initiation d'une zone de subduction le long d'un axe d'accrétion ou d'une faille transformante, (2) la subduction d'une ride, (3) la subduction d'une lithosphère océanique sous une lithosphère jeune et chaude qui conduit à l'ouverture d'un bassin arrière arc, ou (4) l'extension de la lithosphère avant-arc en réponse au retrait du panneau plongeant (Crawford et al., 1989). Ces différents contextes tectoniques fournissent une hydratation intense et les températures élevées ($> 1350^{\circ}\text{C}$) nécessaires pour faire fondre un manteau harzburgitique (Falloon et Danyushevsky, 2000).

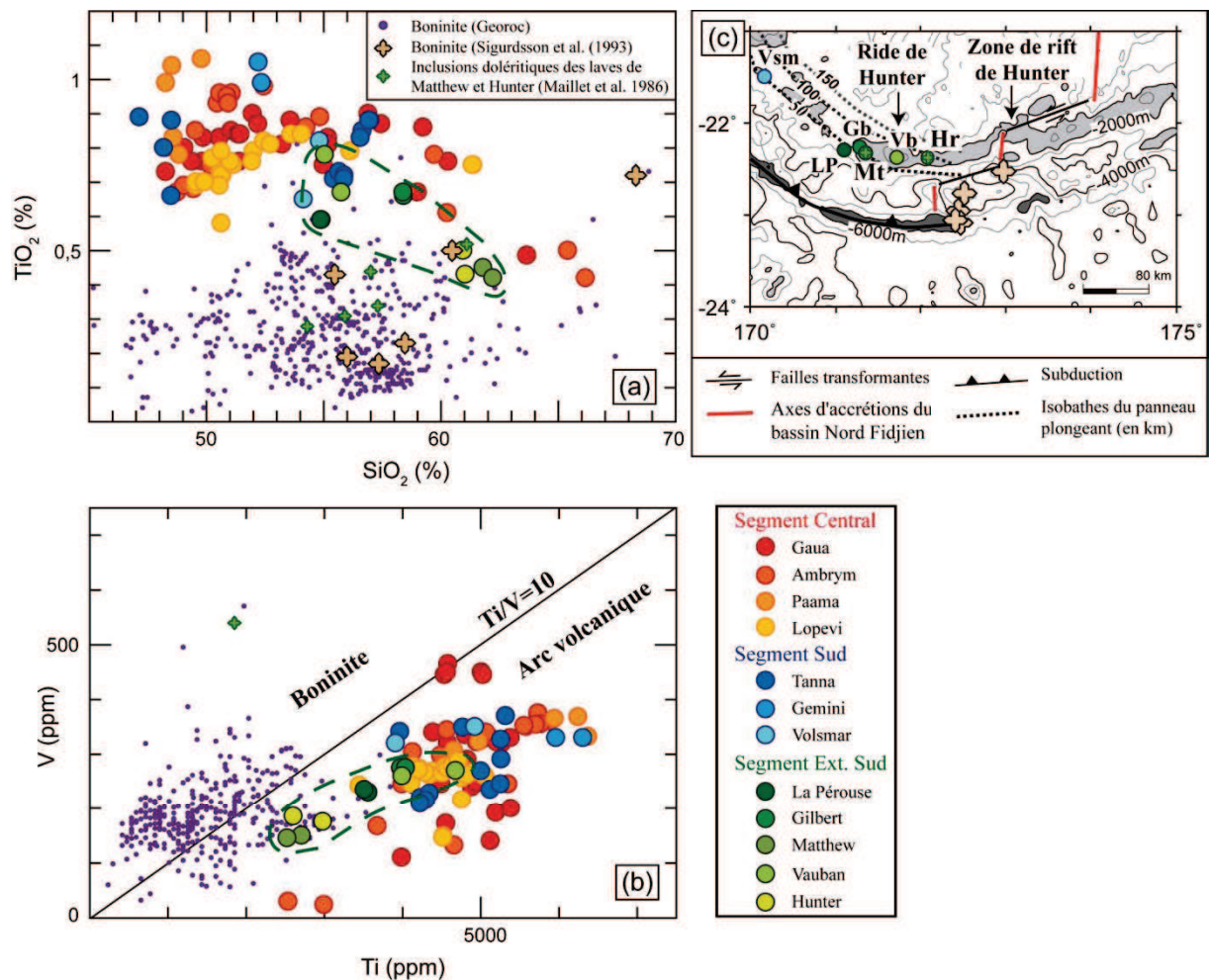


Figure III.36 : Diagramme (a) TiO_2 versus SiO_2 (en % poids) et (b) V versus Ti (en ppm) permettant de discriminer les laves ayant une affinité boninitique. Les données des boninites proviennent d'une compilation GEOROC.

La ride de Hunter possède tous les critères géodynamiques pour permettre la genèse de magma boninitique. En effet le volcanisme de la ride de Hunter se met en place proche de la fosse de

subduction (~ 80 km), le toit du panneau plongeant se situant entre 50 et 100 km sous les volcans (Fig. III.36). La proximité du bassin Nord Fidjien, permet de penser que des diapirs mantelliques pourraient apporter la chaleur nécessaire à la fusion d'un manteau réfractaire. Et enfin la ride de Hunter se situe au niveau de la terminaison de la subduction de la plaque australienne, soit une position généralement associée dans d'autres arcs à la fusion du panneau plongeant. Cependant les andésites magnésiennes provenant de la ride de Hunter ne présentent pas clairement la signature boninitique avec des teneurs en $\text{TiO}_2 > 0,5\%$ dans les produits les moins différenciés, et des rapports $\text{Ti/V} > 10$ (Fig. III.36). Seules les enclaves doléritiques des laves de Matthew et Hunter présentent nettement la signature boninitique.

Les andésites magnésiennes du Vanuatu semblent donc provenir d'un processus pétrogénétique différent du reste de l'arc, largement attribué au contexte tectonique si particulier où elles se mettent en place. L'affinité boninitique de ces magmas proposée par Monzier et al. (1993), impliquerait la fusion d'un manteau réfractaire très hydraté. Or les andésites magnésiennes du Vanuatu présentent des rapports Ba/Th faibles, suggérant une faible influence des fluides. En revanche, elles possèdent des rapports La/Sm et La/Yb élevés impliquant possiblement la fusion du panneau plongeant.

Les conditions probablement plus chaudes de cette région peuvent permettre à la fois la fusion du panneau plongeant (composition isotopique similaire au bassin Sud Fidjien, et rapports La/Sm élevés), et celle d'un manteau réfractaire. Par analogie, deux types différents d'andésites magnésiennes (des adakites et des boninites) sont échantillonnées au niveau de la terminaison nord de la subduction des Tonga (Falloon et al., 2008), et suggèrent la forte diversité des processus impliqués dans des contextes tectoniques complexes.

V. Conclusion

L’étude des magmas de l’arc du Vanuatu nous a permis de caractériser les différentes origines de la variabilité enregistrée au niveau de la composition des laves (Fig. III.37 et III.38).

Les variations du taux de fusion partielle ne semblent pas jouer un rôle majeur sur les variations géochimiques enregistrées à l’échelle de l’arc du Vanuatu, excepté au niveau de l’île de Gaua. En revanche la composition des différents bassins subductés (Nord Loyauté et Sud Fidjien) influence fortement les compositions chimiques et isotopiques des volcans adjacents au niveau du **segment sud** et **extrême sud** via le composant de subduction décliné sous ses différentes formes (fluide et produit de fusion).

- L’influence des fluides de subduction (Ba/Th et Sr/Th élevés) semble moins importante dans la genèse des **îles centrales** comparées à celles du **segment sud**, et relativement faible au niveau des îles du segment **extrême sud**.
- La fusion des sédiments subductés (La/Sm élevés et faibles $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) semble participer à la genèse des laves du Vanuatu, principalement au niveau des **îles centrales**.

D’autre part la perturbation tectonique induite par la collision de la ride D’Entrecasteaux permet d’accéder à un manteau enrichi type bassin Nord Fidjien, différent de celui échantillonné par le **segment sud** et **extrême sud** (type MORB pacifique). La ride D’Entrecasteaux apporte probablement en subduction un composant ancien (faible $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$), qui pourrait être d’origine crustale et assimilé à un fragment de croûte inférieure pincée au niveau de la paléo-zone de subduction D’Entrecasteaux.

La genèse des andésites magnésiennes du segment **extrême sud** est complexe. Toutefois la signature isotopique du bassin Sud fidjien semble très forte au niveau du segment Matthew-Hunter et suggère la participation possible d’un produit de fusion de la croûte océanique.

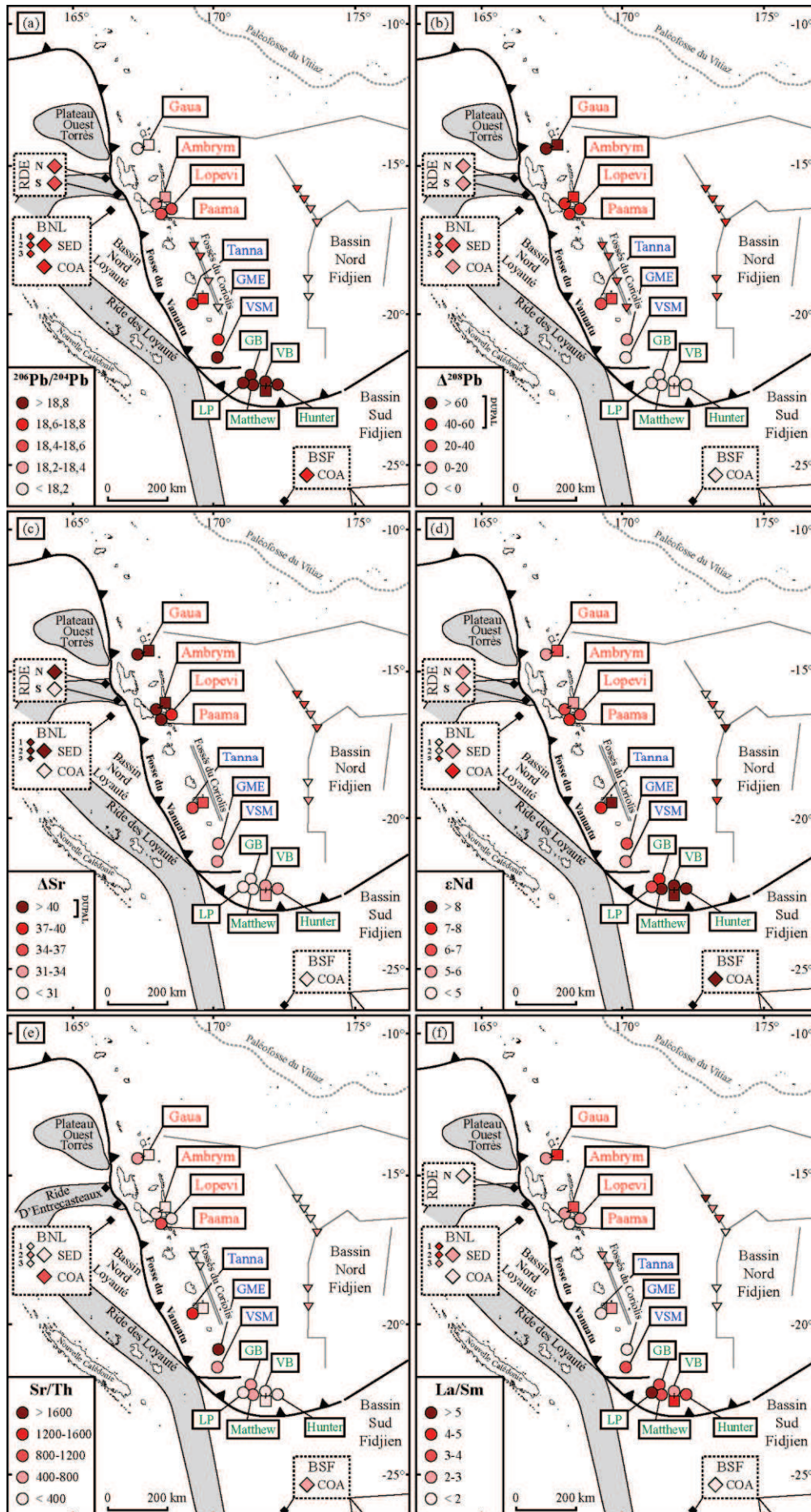


Figure III.37 : Carte montrant les variations géochimiques le long de l'arc en (a) $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (b) $\Delta^{208}\text{Pb}$ (c) ΔSr (d) $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (e) Sr/Th (f) La/Sm . Les moyennes des compositions géochimiques de chaque édifice volcanique étudié au cours de cette étude (série riche en K_2O (carré) et pauvre en K_2O (rond)), de la croûte des différents bassins, rides et sédiments subductés (Briqueu et al., 1994 ; Coltorti et al., 1994 ; Peate et al., 1997 ; Mortimer et al., 2007 ; Todd et al., 2011), des fossés du Coriolis (McConachy et al., 2005 ; Heyworth et al., 2011) et du bassin Nord Fidjien (Peate et al., 1997) ont été reportées. COA : croûte océanique altérée. SED : sédiments (1, 2, 3 correspondent aux différentes unités sédimentaires). RDE pour, ride D'Entrecasteaux (N, nord ; S, sud). GME, VSM, LP, GB, VB pour les monts sous-marins de Gemini, Volsmar, La Pérouse, Gilbert, et Vauban. $\Delta\text{Sr} = 10^4 * (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - 0,7)$ et la signature isotopique du domaine mantellique DUPAL selon Hart (1984).

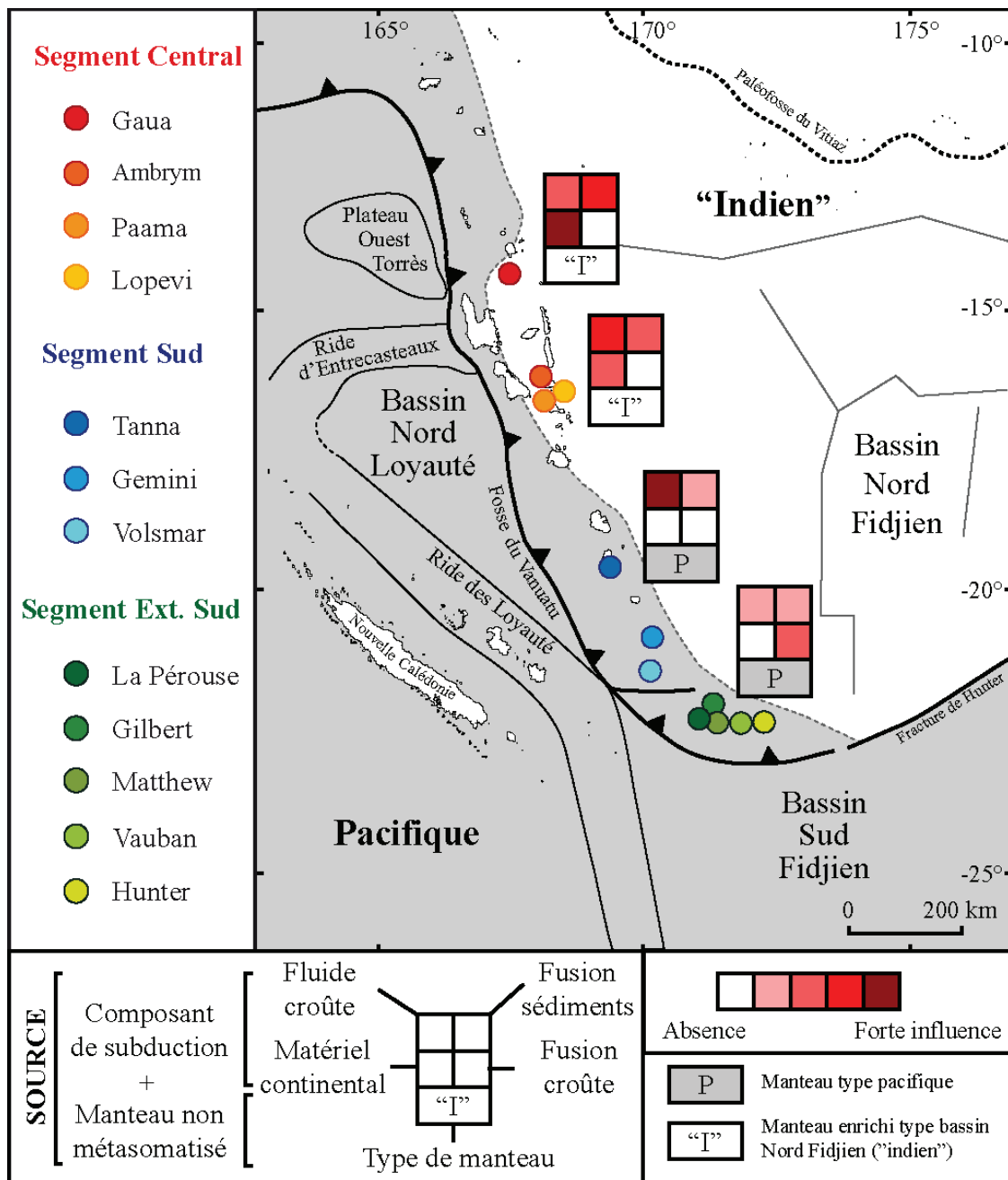


Figure III.38 : Carte récapitulative des différents composants impliqués dans la genèse des laves du Vanuatu.

Chapitre IV – Temporal Source Evolution and Crustal Contamination at Lopevi Volcano, Vanuatu Island Arc

Article soumis à la revue Journal of Volcanology and Geothermal Research

Aurélien Beaumais ^a, Gilles Chazot ^{a,*}, Laure Dosso ^b, Hervé Bertrand ^c

^a Université Européenne de Bretagne, France et Université de Brest ; CNRS ; UMR 6538
Domaines Océaniques; Institut Universitaire Européen de la Mer, Place Copernic, 29280 Plouzané,
France

^b CNRS-UMR6538, IFREMER, Département Géosciences Marines, 29280 Plouzané, France

^c Université Claude Bernard and ENS Lyon, CNRS-UMR5276, Laboratoire de Géologie de
Lyon, 69364 Lyon, France

* Corresponding author : Chazot@univ-brest.fr

Abstract	161
1. Introduction.....	162
2. Geological setting and previous work	162
3. Sampling and analytical techniques.....	165
3.1. Major and trace elements	166
3.2. Isotopes.....	166
4. Results.....	167
4.1. Major and trace element results.....	167
4.2. Isotopic results.....	171
5. Discussion.....	173
5.1. Fractional Crystallization	173
5.2. Assimilation – Fractional Crystallization (AFC)	173
5.2.1. Isotopic evidence	173
5.2.2. AFC model.....	175
5.3. Subduction component	178
5.3.1. Chemical time evolution.....	178
5.3.2. Mantle source composition	179
5.4. Volcanological implications	180
6. Conclusions.....	181
Acknowledgments	181
References.....	186

Abstract

Here we present a new geochemical study of Lopevi volcano, one the most active volcanoes in the Vanuatu island arc. We focus on the temporally well-defined sequences of lava flows emitted since 1960, and for the first time, on more ancient volcanic products, including high-MgO basalts and felsic andesites, the most evolved lavas sampled so far on this island. This work reports the first Pb and Hf isotopic study of lavas from Lopevi island. These lavas display correlations between differentiation indexes such as SiO₂ content and isotopic ratios. The felsic andesites extend the known correlations with both the least (Sr-Pb) and the most (Nd-Hf) radiogenic isotopic compositions on the island. Our results confirm that the rising magma interacted with the sub-arc crust. Assimilation - Fractional Crystallization (AFC) quantitative modelling of trace element ratios and isotopic compositions requires 1% and 10% of assimilated partial melts of a mafic oceanic crust to account for the pre- and post- 1960 lavas, respectively. The post-1960 lavas differ from the former lavas emitted ~ 20 years earlier by enrichments in fluid mobile elements (K, Ba, Rb...), Th, and Light Rare Earth Elements (LREE), while their isotopic compositions remain similar. We ascribe these features to slight variations in the metasomatic agent added to the sub-arc mantle and ultimately derived from the subducted lithosphere. However, the contrasting time scales involved in subducted lithosphere dehydration and magma genesis, relative to the time elapsed between eruptions of the two lava series, suggest that two different portions of mantle which have undergone slightly different metasomatism, gave birth to the Lopevi lavas. These distinct magmas are still present beneath the volcano.

Keywords: Lopevi; Vanuatu; geochemistry; isotopes; subduction; mantle source.

1. Introduction

Intra-oceanic arcs are a privileged target for understanding the subduction process and for investigating the mantle source(s) of the associated magmatism, because in this context the crustal contamination of mantle derived magmas is limited compared to the active continental margins setting, where the crust is thicker and chemically heterogeneous (Hildreth et Moorbath, 1988 ; Woodhead, 1989). However the magnitude of this contamination process remains poorly constrained in these intra-oceanic arcs and is not easy to identify due to potentially similar chemical and isotopic compositions between the contaminant (the oceanic crust) and the rising magmas.

The Vanuatu island arc is an intra-oceanic arc where near-primitive magmas such as picrites, ankaramites or high MgO basalts are commonly emitted by several volcanoes, giving the opportunity to observe a straightforward geochemical mantle source signature.

According to along arc geochemical studies, the Vanuatu lava compositions vary widely from low K tholeiite to shoshonite series, with some high Mg andesites emitted on the southernmost seamounts (Monzier et al., 1997). Isotopic studies suggest that Indian and Pacific mantle reservoirs coexist beneath the Vanuatu island arc (Crawford et al., 1995). The high inter- and intra-islands geochemical variability observed is mainly related to elemental and isotopic heterogeneities in the sub-arc mantle wedge and to a variable addition of the subduction component along the arc (Peate et al., 1997). A few detailed studies have been focused on the origin of the primitive magmas and/or the geochemical evolution of a single volcanic system, to the scale of one island. Such studies include Merelava (Barsdell, 1988), Epi (Barsdell et Berry, 1990), Aoba (Eggins, 1993 ; Sorbadere et al., 2011), Efate (Raos et Crawford, 2004), Tanna (Métrich et al., 2011) and Lopevi (Handley et al., 2008).

We present a new geochemical study of the Lopevi volcano (Figure 1), based on the temporally well-defined sequence of lava flows emitted since 1960, and on older lavas which include high MgO basalts as well as andesites, the most evolved rocks found on the island. This study reports for the first time geochemical data on the pre-1960 samples and the first Pb and Hf isotopic compositions from Lopevi Island.

2. Geological setting and previous work

The Vanuatu arc is made up of three parallel chains of volcanic islands located along the boundary of the SW Pacific plate: the western belt, the eastern belt, and the presently active central chain (Fig. 1). The aerial part of the Vanuatu central arc stretches along 1200 km from Ureparapara in the north to Hunter in the south. It is the surface expression of the fast subduction of the India-Australia plate beneath the North Fiji Basin which reaches 118 mm.a^{-1} at Tanna (Taylor et al., 1995 ; Calmant et al., 2003).

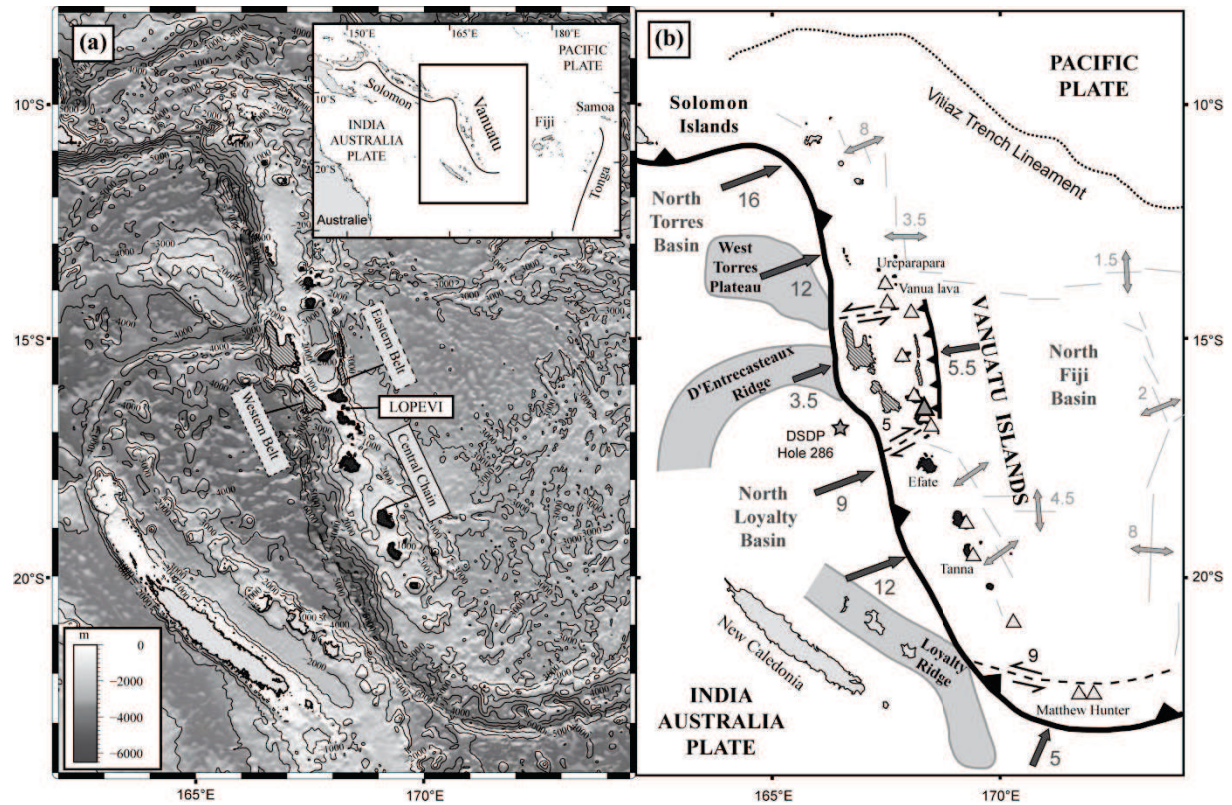


Figure IV.1 : (a) Bathymetric map of the Vanuatu island arc. Inset: General map of the south-west Pacific. (b) Interpretative map of the Vanuatu islands showing the general tectonic setting adapted from Pelletier et al. (1998). The black line with triangles represents the trench. The line with small triangles represents the Back Arc Thrust Belt or the thrusting of the North Fiji Basin under the Eastern belt (Calmant et al., 2003). The Vanuatu active arc (central chain) is drawn in black, with triangles representing the active volcanoes. Lopevi is represented with the bigger gray triangle. Inclined hatching is used for islands belonging to the Western Chain and to the Eastern chain. Simple arrows indicate the convergent rate in cm.a^{-1} of the subducted plate from GPS data (Calmant et al., 2003). Double arrows represent the divergent rates in cm.a^{-1} in the back arc domain (Price et Kroenke, 1991 ; Auzende et al., 1994 ; Huchon et al., 1994 ; Pelletier et al., 1998). The associated thin lines show the active spreading axes. Shaded areas represent ridges and plateaus (submarine relief) on the subducted plate. Dashed bold lines represent the major faults and the associated half arrows represent the movement of each block. The dotted line in the north represents the ancient Vitiaz trench lineament. The star indicates the location of the DSDP (Deep Sea Drilling Program) hole 286.

Tectonics of the SW Pacific is marked by the confrontation between the two large Australia-India and Pacific plates. The present convergence is characterized by a large deformed area of more than 1000 km, the North Fiji Basin, and is expressed by two opposite subductions: the westward Tonga-Kermadec and the eastward Solomon-Vanuatu. This is the result of a 25 m.y. long and complex tectonic history (MacFarlane et al., 1988 ; Greene et al., 1994). Ancient westward subduction of the Pacific plate beneath the Australia-India plate has given birth to the Vitiaz volcanic arc (25-14 Ma) from the Solomon to the Tonga islands and corresponds to the Western Belt (Mitchell et Warden,

1971). This subduction probably stopped when the Ontong-Java plateau collided with the Solomon Islands in the north (Meffre et Crawford, 2001 ; Mann et Taira, 2004).

As convergence continued, the North Fiji Basin began to open ~12 Ma ago (Auzende et al., 1995a). This convergence adjusted 7 Ma ago by the eastward diving of the India-Australia plate beneath the North Fiji basin at the present place of the Vanuatu trench, giving birth to the Eastern Belt. At ~ 6 Ma, the present active volcanic arc (Central Chain) got closer to the trench, in response to the steepening of the slab diving angle up to 70° (Pascal et al., 1978).

Between 3 and 1.5 Ma the subduction-collision of the D'Entrecasteaux Ridge (an ancient Eocene arc) near Epi latitude (South of Lopevi) was a major tectonic event, producing a transverse fault system by compression in the central part of the arc (Collot et al., 1985 ; Greene et Collot, 1994). The collision zone shifted northward and is now located in front of Aoba, marked by the lack of trench and by the deceleration of the subducting plate until 3.5 cm.a⁻¹. A slab detachment between Ureparapara and Vanua Lava in the north and between Ambrym and Efate occurred within the last million years (Châtelain et al., 1992 ; Monzier et al., 1997). Further south, the Loyalty ridge still collides with the Vanuatu arc close to 22°S (Monzier et al., 1993). The North Loyalty basin, composed of a Middle Eocene oceanic crust overlain by ~ 650 m of mainly volcanoclastics sediments (Andrew et al., 1973), is currently subducting at 9 cm.a⁻¹ in front of Efate.

Strong geochemical variations along the Vanuatu arc are well described by several authors using major and trace element contents (Barsdell et al., 1982 ; Dupuy et al., 1982 ; Monzier et al., 1997 ; Peate et al., 1997) and Sr, Nd, Pb, and Hf isotopic compositions (Briqueu et al., 1994 ; Crawford et al., 1995 ; Peate et al., 1997 ; Laporte et al., 1998 ; Turner et al., 1999 ; Pearce et al., 2007 ; Heyworth et al., 2011). Before 2-3 Ma, low K arc-tholeiites, called “normal suites” , are described along the arc with a Pacific-like mantle isotopic signature, while in the area facing the D'Entrecasteaux Ridge since the onset of its subduction-collision, lavas are characterized by a strong enrichment in K₂O, large ion lithophile elements (LILE), and LREE and by an isotopic composition shifted toward an Indian-like mantle signature with radiogenic Sr and high ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb and ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb isotope ratios (Dupuy et al., 1982 ; Briqueu et al., 1994 ; Baker et Condcliffe, 1996 ; Monzier et al., 1997 ; Peate et al., 1997 ; Laporte et al., 1998). The most recent studies argue for a westward upwelling of an enriched asthenospheric mantle from the back arc in front of the D'Entrecasteaux collision zone to explain the observed chemical differences (Monzier et al., 1997 ; Peate et al., 1997 ; Pearce et al., 2007 ; Heyworth et al., 2011).

Lopevi is one of the most active volcanoes of the archipelago. This small conical island, 7 km large and rising up to 1413 m, is composed of two distinct cones. The older one presents a summit crater with little fumarole activity. The most recent crater, 1150 m high, appeared during the 1963 eruptive phase (Williams et Curtis, 1964 ; Warden, 1967) and is breached to the NW.

This strato-volcano has been active since historical time both at summit and flank vents, with different eruption styles, including explosive basaltic sub-plinian eruptions associated with pyroclastic

flows (e.g. 1960 and 2003 eruptions), and effusive activities. The later produced lava flows that reached the coast, mostly coming from the 1963 parasitic crater or from excentric vents opened on the western flank along a NW-SE-trending fissure system (Warden, 1967). Eruptive cycles of 15 to 20 years have been observed since the mid-19th century. The last major eruptions occurred in 1939, 1960-1965, 1980, and 1998-2008. Lopevi shows a strong tectonic control, as the neighbouring island of Ambrym (Picard et al., 1995), since these volcanoes are constructed on transverse fractures (Greene et al., 1988) which are interpreted as major active transcurrent wrench faults related to the D'Entrecasteaux Ridge collision (Fig. IV.1).

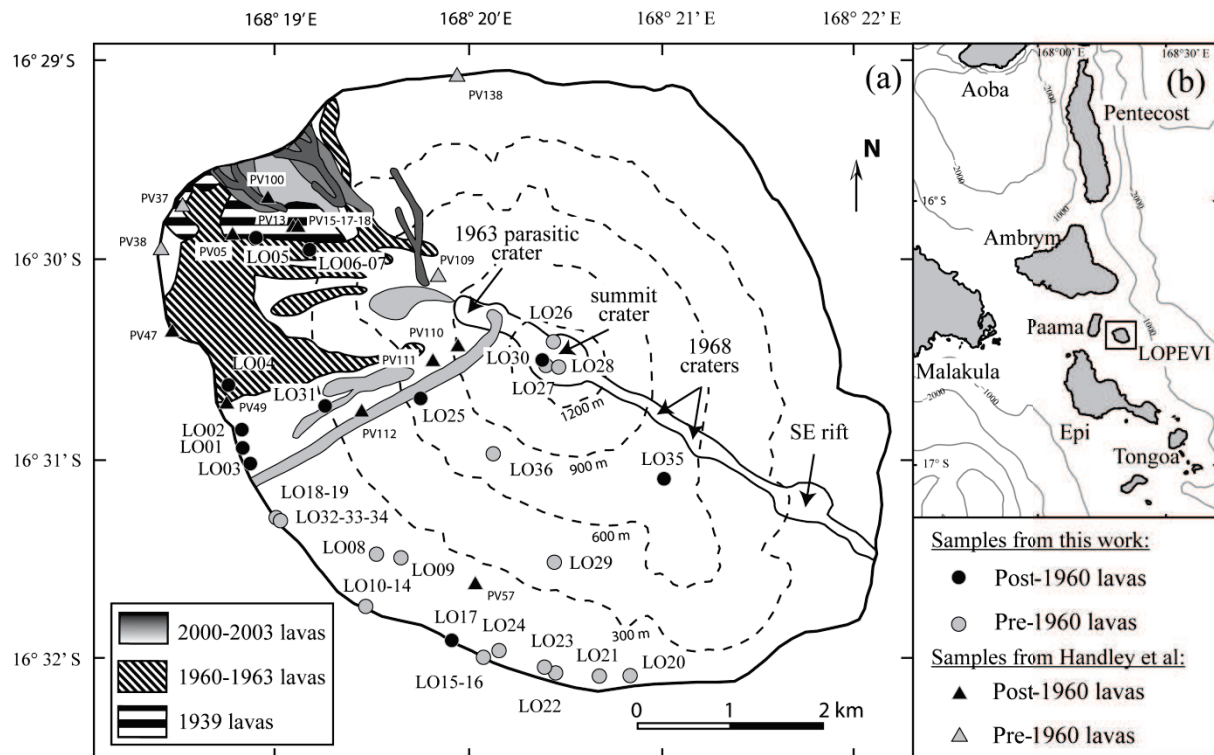


Figure IV.2 : (a) Location map of Lopevi samples (circles), and the main recent lava flows, adapted from Handley et al. (2008). Black circles are post-1960 samples while grey circles are older, pre-1960 samples. The triangles represent the location of the samples studied by Handley et al. (2008). (b) Regional bathymetric map of the central part of the Vanuatu arc, with the location of the Lopevi island.

3. Sampling and analytical techniques

Thirty five samples from different lava flows were collected on the Lopevi island during fieldwork in September 2008 and 2009 (Fig. IV.2). Samples are more or less vesicular basalts and basaltic andesites with a porphyritic texture. Some samples belong to the well defined post-1960 activity while others pre-1960 samples were collected around the older summit crater and in deep gullies in the older part of the island. Some more differentiated samples such as andesitic pebbles are

found on beaches south of the island. All samples are very fresh, with loss on ignition values (LOI) lower than 0.5 wt %.

3.1. Major and trace elements

All samples were analysed for major and trace elements. Major element analyses of whole rock samples were performed on glass fusion beads by X-Ray Fluorescence spectrometry using a Philips PW 1404 (LGL, Lyon). Relative standard deviations are 1% for SiO₂ and 2% for the other major elements, except for low concentrations (< 0.50%) for which the absolute standard deviation is 0.01%. Major element compositions for minerals (phenocrysts and microlites) of 12 samples were carried out on thin section with a Cameca SX100 Electron Probe Micro Analysis (Centre Microsonde Ouest - Plouzané). The operating conditions were 15 kV accelerating voltage, 10 nA beam current, and 15-30 s counting time according to the element.

Trace element concentrations were determined in solution by HR-ICP-MS Thermo Fisher Element-II® (IUEM, Plouzané). 14 and 21 samples were measured according to the procedures described by Barrat et al. (1996) and by Chauvel et al. (2011), respectively. Trace element concentrations were calculated using a machine drift correction based on the 1-element (Tm) or 3-element (Be, In, Tm) spike with a mass-based interpolation. Precision for most elements is better than 2 % RSD (3 % RSD for U and Th). Accuracy is better than 5 % for most elements relative to suggested values for international standards BCR-2 (Jochum et Brueckner, 2008) and JB-2 (Peate et al., 2009) (Table 1).

3.2. Isotopes

Based on major and trace element concentrations, 15 samples were selected for Pb, Sr, Nd and Hf isotopic measurements. They are representative of the different volcanic phases of Lopevi and of the whole extent of magma differentiation. Chemical separation for isotopic measurements was carried out in a clean room (Ifremer, Brest). From a single sample digestion, we used a combined procedure for separating Pb, Sr, Nd, and Hf in 5 steps chromatography. (1) About 700 mg of whole rock powder was dissolved for 72 h with a 3:1 concentrated HF-HBr mixture in teflon Savillex® beakers at about 80°C and evaporated to dryness. (2) Pb was first separated from other elements using the classical HBr-anion-exchange resin technique (AG1-X8 100-200mesh) of Manhès et al. (1984). (3) The Pb-free fraction obtained was loaded onto a (~6.5 cm³) cation-exchange resin BioRad® (AG50-8X 200-400 mesh) to separate from the major elements the High Field Strength Elements (HFSE) with a mixed 0.5M HCl /0.15M HF, Sr with 3M HCl, and rare earth elements (REE) with 3.6M HNO₃. (4) Hf was further separated from Ti using a modified version of the method described by Yang et al. (2010). The HFSE fraction was loaded onto a column filled with 100 mg of Eichrom® Ln-resin. Ti was removed with 15 mL of 6M HCl-H₂O₂ mixture and the Hf-Zr fraction was eluted with 2 mL of 2M HF. (5)

Finally Nd was isolated from the other REE using the Eichrom® Ln-resin technique adapted from Richard et al. (1976) with diluted HCl. Total procedural chemistry blanks during the course of this work were less than 58 pg for Hf, 5 pg for Nd, 143 pg for Sr, and 50 pg for Pb. These values are totally negligible relative to the amounts of element present in the samples.

Sr and Nd isotope ratios were measured in static mode using a solid source Thermo Fisher® Triton TI-MS (Thermo Ionization – Mass Spectrometer) at IUEM, (Plouzané, France) and a MAT26X TI-MS (MAT261 upgraded by Spectromat) at Ifremer (Plouzané, France). All measured ratios were to $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.3752$ and to $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$, respectively. The average $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio measured for the NBS 987 standard was 0.710271 ± 14 (2SD, for 12 runs) on the Triton, and 0.710244 ± 18 (2SD, for 5 runs) on the MAT26X. No correction was applied. The average $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratio measured for the JNdi-1 standard was 0.512105 ± 12 (2SD, for 13 runs) and 0.511846 ± 7 (2SD, for 6 runs) for the La Jolla standard.

Pb and Hf isotopic ratios were measured using a Thermo Fisher® Neptune MC-ICP-MS (Multi Collector- Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometer) at the IUEM, Plouzané. The Hf mass bias was corrected using an exponential law and assuming a $^{179}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.7325$. The average $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ ratio measured for the JMC475 was 0.282152 ± 11 (2SD, for 58 runs). Pb isotopic ratios were measured using the thallium addition technique in order to correct the mass bias (White et al., 2000). The NIST981 standard was run every two or three samples to correct all Pb isotopic ratios by standard bracketing with the value recommended by Galer and Abouchami (1998). The average $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratios measured for the NIST981 were respectively 16.930 ± 3 , 15.483 ± 4 , and 36.670 ± 12 (2SD, for 29 runs).

4. Results

4.1. Major and trace element results

Lopevi lavas display a medium-K calc-alkaline series (Fig. IV.3) and are mostly basalts and basaltic andesites ranging from 49.5 to 56 wt % SiO_2 , except for two acid andesite pebbles at ~61 wt % SiO_2 . Post-1960 lavas are slightly more enriched in K_2O than the older ones (Fig. IV.3).

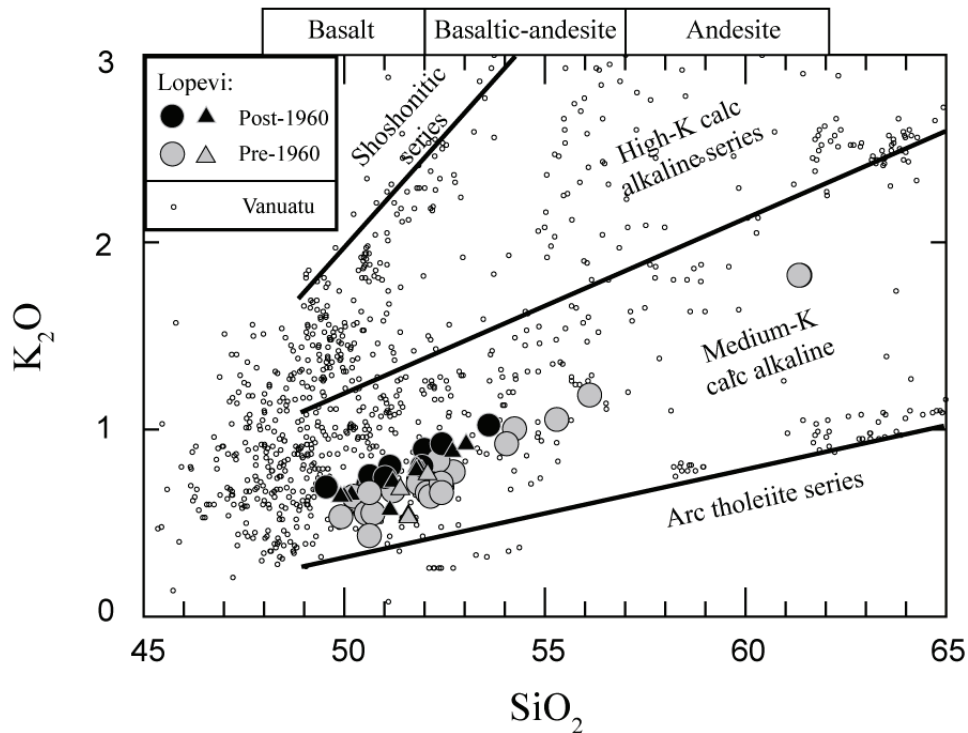


Figure IV.3 : K_2O versus SiO_2 diagram (Peccerillo et Taylor, 1976) illustrating the compositional diversity of the Lopevi lavas emitted before (grey circles) and after 1960 (black circles), and the overall dominance of basaltic compositions for the Vanuatu lavas (data from Georoc database and from our unpublished data). Triangles are used for data from Handley et al. (2008). Lopevi lavas plot in the medium-K calc alkaline series with low K_2O content compared to other Vanuatu lavas.

Basalts and basaltic andesites are composed of abundant euhedral to subeuhedral phenocrysts of clinopyroxene (Wo_{45-8} , Fs_{6-33} , En_{61-41}), plagioclase (An_{92-55}) and olivine (Fo_{90-70}), surrounded by a glassy to fine grained matrix composed of microcrysts of clinopyroxene (Wo_{37-7} , Fs_{14-36} , En_{66-26}), plagioclase (An_{89-30}), olivine (Fo_{78-60}) and Fe-Ti oxide. Common tendency to aggregation of phenocrysts is observed. Andesites are composed of abundant tabular, sometimes zoned, plagioclases (An_{68-56}) and less abundant clinopyroxene phenocrysts (Wo_{39-36} , Fs_{15-20} , En_{46-40}). Olivine is absent and some scarce orthopyroxene phenocrysts (Wo_{3-2} , Fs_{31-52} , En_{65-44}) are found. Those phenocrysts are set in a fine grained matrix composed of microcrysts of plagioclase (An_{60-23}), clinopyroxene (Wo_{47-8} , Fs_{25-44} , En_{52-29}) and Fe-Ti oxide. Overall, crystals set in the more evolved rocks are impoverished in Mg and in Ca, compared to others, as observed also in the microcrysts compared to the phenocrysts in one sample.

Major element variation diagrams (Fig. IV.4) show that some basalts have relatively high MgO content reaching 7.8 wt % and that the post-1960 lavas are also slightly more enriched in Al_2O_3 than the older ones. MgO, Fe_2O_3 , and CaO are negatively correlated with silica content with a slope change at ~ 51 wt % SiO_2 for the post-1960 lavas and at ~ 52 wt % SiO_2 for the older ones, whereas

Na₂O and K₂O show positive correlations (Figs. IV.3 and IV.4, Fe₂O₃, CaO, and Na₂O are not shown). Al₂O₃ is positively correlated with silica content for low SiO₂ values (< 51 - 52 wt %) and negatively correlated for higher values.

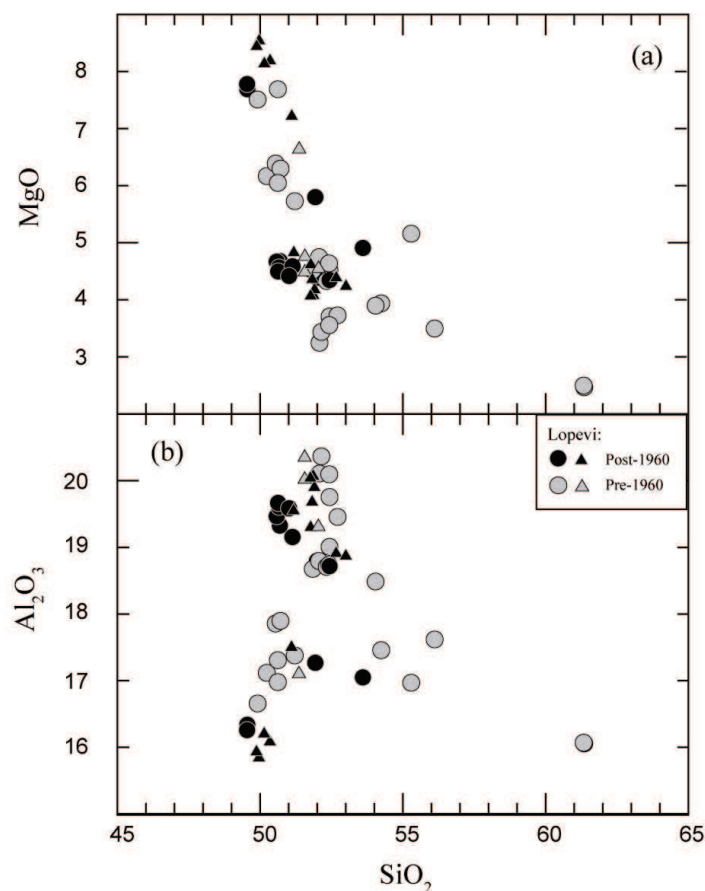


Figure IV.4 : Major element binary diagrams showing the effect of fractional crystallization. (a) MgO and (b) Al₂O₃ shown as a function of silica content.

Chondrite-normalised rare earth element (REE) patterns (Fig. IV.5a) have slight to moderate enrichment in the light REE (LREE ~ 20 to 30 times the chondritic values) relative to heavy REE (HREE) which draw an almost flat pattern (~ 10 to 20 times the chondritic values). Pre- and post-1960 lavas show overall similar patterns, but the former display a larger range of compositions.

The extended trace element patterns (Fig. IV.5b) are typical of arc magmas with an enrichment in fluid mobile elements (Rb, Ba, U, K, Pb, Sr), and a depletion in high field strength elements (HFSE: Nb, Ta, Hf, Zr, Ti) relative to the REE. They also have a weak enrichment in LREE, and depletion in HREE relative to normal mid-ocean ridge basalt (N-MORB). Overall post-1960 lavas are more homogeneous than the pre-1960 lavas. The high MgO basalt LO20 has the lowest trace element abundance, and its trace element pattern is slightly different from the others. Some lavas display negative Eu anomalies which are more developed in the most evolved lavas.

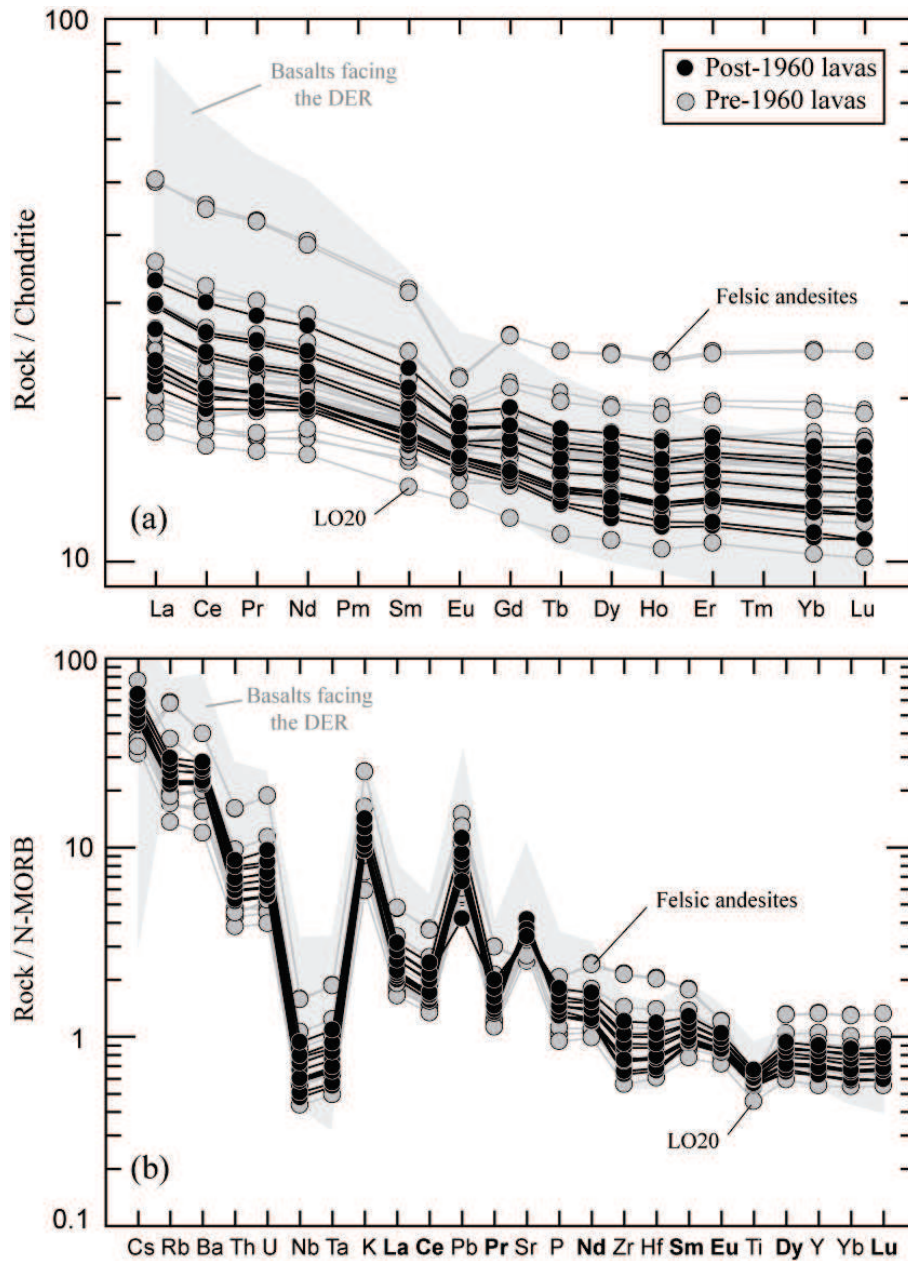


Figure IV.5 : (a) REE patterns of the Lopevi lavas normalized to the chondritic values from McDonough and Sun, (1995). (b) Extended trace elements patterns of Lopevi lavas normalized to the N-MORB values from Sun and McDonough (1989). Only samples measured with the method described by Chauvel et al. (2011) are shown in the extended diagram. Shaded areas correspond to Vanuatu basalts reported by Peate et al. (1997) from islands facing the D’Entrecasteaux ridge (DER) collision (e.g. Gaua, Aoba, Ambrym). Trace element patterns of Lopevi lavas are typical of island arc magmas with enrichment in fluid mobile elements and depletion in high field strength elements compared to N-MORB.

Lopevi lavas display a moderate enrichment in fluid mobile elements, and relatively low La/Yb ratio (2-3) compared to other Vanuatu island lavas, especially those facing the D’Entrecasteaux ridge collision which display La/Yb ratios reaching ~ 12 (Fig. IV.5). Highly incompatible elements (such as Nb and Th) content increases during magmatic differentiation (Fig. IV.6). Pre- and post-1960

lavas display two distinct positive trends with distinct Th/Nb ratios (~ 0.45 vs. 0.55 , respectively), supporting the existence of two slightly distinct magmatic series at Lopevi. However the felsic andesites, belonging to the pre-1960 group, are aligned on the post-1960 trend.

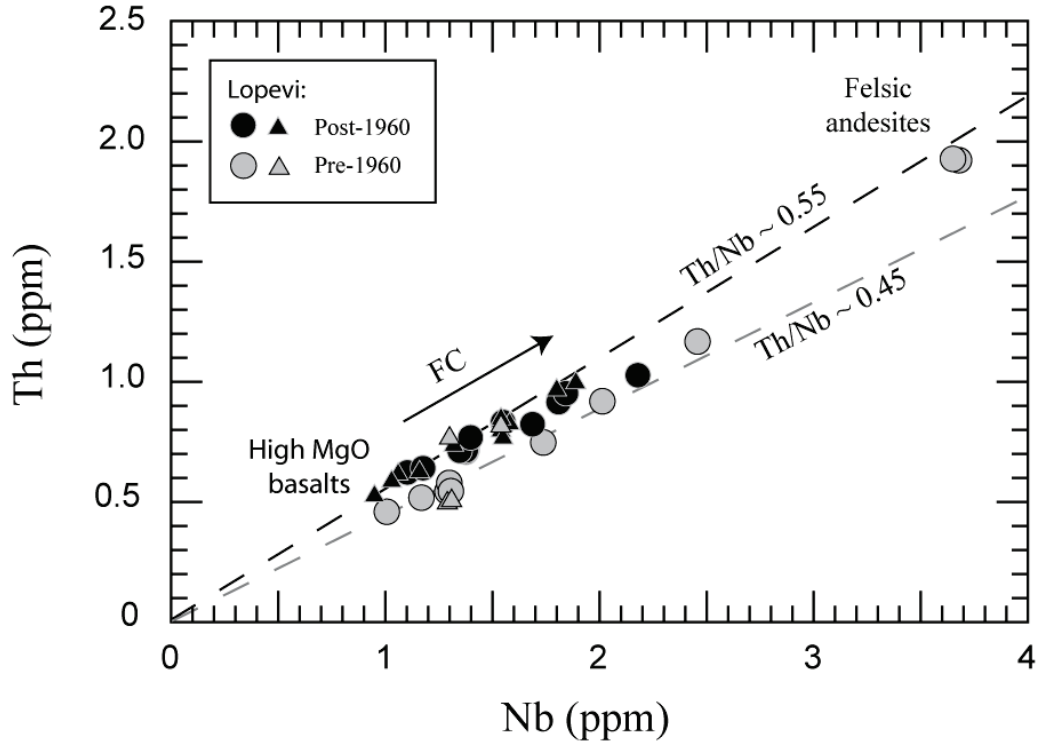


Figure IV.6 : Nb versus Th diagram showing the behaviour of two highly incompatible elements with similar bulk D values. Pre- (gray line) and post-1960 (black line) lavas display different Th/Nb ratios. FC : Fractional Crystallization.

4.2. Isotopic results

The Lopevi samples show a restricted isotopic range compared to the whole range reported from Vanuatu volcanic islands (Fig. IV.7). Their $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios vary from 0.70392 to 0.70409. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ ratios show very small variations from 0.51296 to 0.51303 and from 0.28316 to 0.28318, respectively. Variations in Pb isotopic compositions are also limited, and range from 18.44 to 18.51 for $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, from 15.53 to 15.55 for $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, and from 38.38 to 38.44 for $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. This limited isotopic variation does not bring out significant isotopic differences between the pre- and the post-1960 lavas. However the new Sr-Nd isotopic analyses extend the compositional range reported by Handley et al. (2008) toward lower $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios and higher $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios recorded in the more differentiated products (Fig. IV.7a).

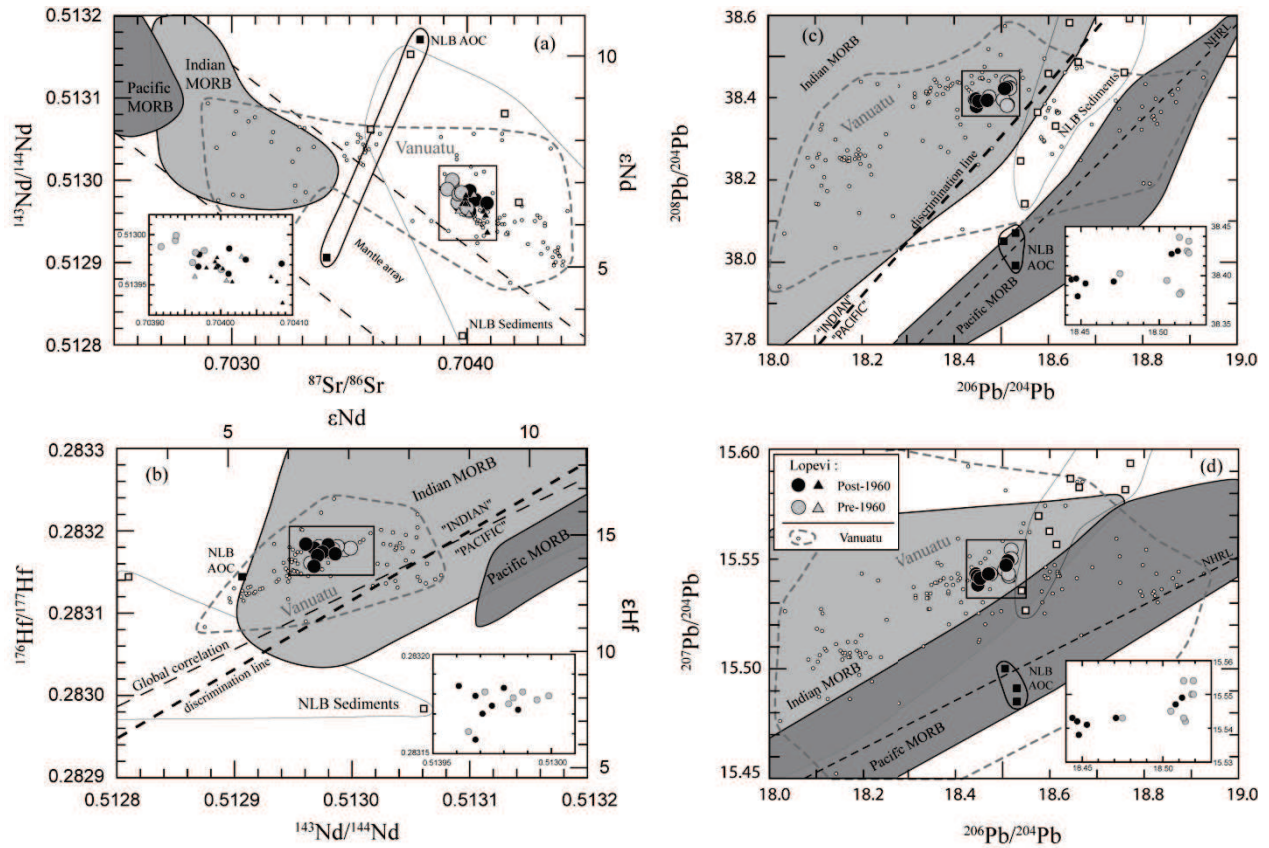


Figure IV.7 : Isotopic diagrams showing the very restricted range of variation of the Lopevi lavas. (a) Nd-Sr isotope diagram. The mantle array is from Hofmann and White (1982). (b) Hf-Nd isotope diagram. The global correlation is from Graham et al. (2006). (c) $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and (d) $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diagrams. The Northern Hemisphere Reference Line is from Hart (1984). The discrimination line is from Pearce et al. (2007) in diagram (b) and from Kempton et al. (2002) in diagram (c). MORB data are from Meyzen et al. (2007), using the East Pacific Rise data for the Pacific MORB and the South East Indian Ridge data for the Indian MORB (excluding the references from the Australia Antarctica Discordance). NLB AOC: Altered Oceanic Crust from the North Loyalty Basin. NLB Sediments: North Loyalty Basin sediments. NLB data correspond to samples coming from the DSPD Hole 286 (Fig. 1) and are from Peate et al. (1997) (for Pb, samples leached), Briquieu et al. (1994) (for Sr-Nd-Pb) and from Pearce et al. (2007) (for Sr-Nd-Hf). Vanuatu data are from Peate et al. (1997), Laporte et al. (1998), Turner et al. (1999), Pearce et al. (2007), and from personal unpublished data.

Lopevi lavas have relatively high $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ values, and intermediate $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$, and $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ values compared to the isotopic composition range reported for the Vanuatu lavas (Peate et al., 1997 ; Laporte et al., 1998 ; Turner et al., 1999 ; Pearce et al., 2007). This isotopic signature is intermediate between the isotopic signatures of the lavas emitted in front of the collision zone and those emitted away in the northern and the southern part of the arc. Lopevi lavas fall broadly in the Indian MORB field in an isotopic Pb-Pb and Hf-Nd space, having high $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ value at a given $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ value, and low $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratio at a given $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ value (Fig. IV.7). However, in Sr-Nd space (Fig. IV.7a), Lopevi lavas plot outside the

MORB fields, displaying higher $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios as commonly described in island arc lavas, and fall within the field of the North Loyalty Basin sediments.

5. Discussion

5.1. Fractional Crystallization

Unlike most oceanic arcs in the world, Lopevi arc lavas include only a weak proportion of differentiated materials. Lopevi lavas host “classical” mineral assemblage: olivine, clinopyroxene, plagioclase, and Fe-Ti oxides. In the more evolved lavas olivine disappears, while orthopyroxene is present. No hydrous minerals like amphibole or mica are present as found in many other intra-oceanic arc lavas (Davidson et al., 2007).

Major element covariation diagrams (Fig. IV.4) suggest by their trends and their inflections a two stage crystallization. The first stage is characterized by the removal of olivine and clinopyroxene as seen by the decrease of MgO content from 8 to 5 % (Fig. IV.4). The inflection of the MgO-SiO₂ trend at 51-52 wt. % SiO₂ is related to the onset of Al₂O₃ decrease in the lavas and is related to plagioclase fractionation. This change is also recorded by the Eu negative anomaly (which is compatible in plagioclase) shown in the trace element patterns of the more evolved samples. Thereby the appearance of low-Ca orthopyroxene in the most evolved rocks is probably related to the abundance of plagioclase which integrates a large amount of CaO.

Least square modelling of the major element data (Bryan et al., 1969) accounts successfully for the first stage of fractional crystallization in the most mafic rocks until 51 % SiO₂, and gives similar results than those of Handley et al. (2008), with a degree of crystal fractionation of ~ 30 %. However the modelling fails to account for the second stage of crystallization, suggesting that an additional process is involved during the magmatic differentiation. This is suggested also by the changing Nb/Th ratios during the differentiation of the pre-1960 lavas (Fig. IV.6).

5.2. Assimilation – Fractional Crystallization (AFC)

5.2.1. Isotopic evidence

Classical long lived radiogenic systems (Sr-Nd-Pb-Hf) are a powerful tool to spot magma contamination, provided that the isotopic composition of the contaminant is distinct from the composition of the magma. In spite of a restricted range in isotopic compositions, the Lopevi lavas display a negative Sr-Pb and a positive Nd-Hf correlation with the differentiation indexes (SiO₂, MgO, Th, La), extending the correlations reported in Handley et al. (2008) towards lower $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, higher $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and higher SiO₂ values (Fig. IV.8, Hf isotopes not shown). It suggests that a contamination process occurred during the ascent of the magma toward the surface and that the

contaminant should be less (Sr and Pb) and more (Nd and Hf) radiogenic than the most evolved samples. This is in agreement with Handley et al. (2008) who identified contamination in the post-1960 lavas using Sr, Nd, Ra, and Th isotopes. These authors argued for the assimilation of a small degree of partial melt (2 – 10 %) of a >380 Ky old mafic oceanic crust, of MORB composition, rejecting the hypothesis of bulk assimilation of oceanic crust and magma mixing process.

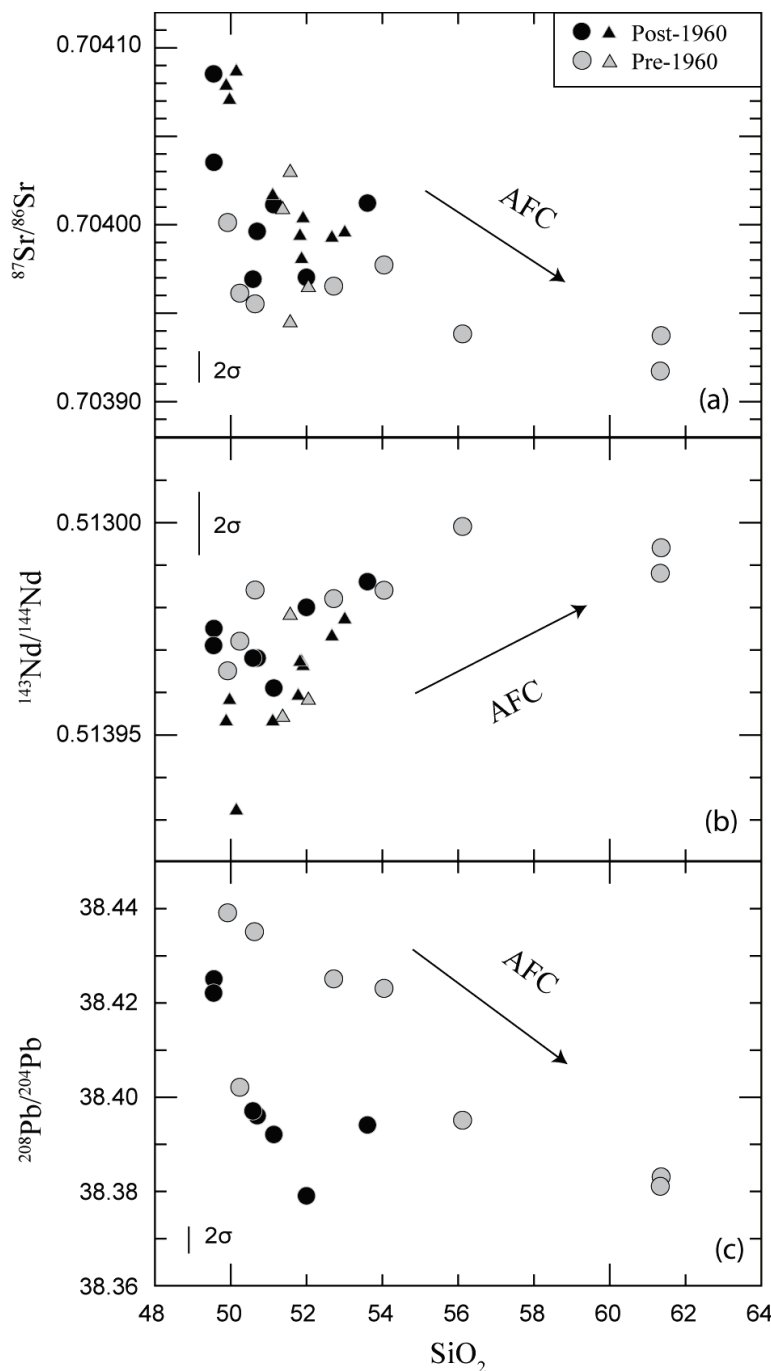


Figure IV.8 : (a) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (b) $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (c) $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratios versus SiO_2 wt % diagrams showing the decrease (Sr, Pb) and the increase (Nd) of the isotopic ratios during the magmatic differentiation (SiO_2 as an index of differentiation) due to crustal contamination. 2σ represents the mean of the individual analytical error.

5.2.2. AFC model

Contamination by the oceanic crust is investigated using an AFC model (DePaolo, 1981). The equation used is: $C_m = C_m^0 F^z + (r/r-1) (C_a/z) (1-F^z)$, with $z = (r + D-1)/(r-1)$. C_a and C_m are the concentrations in the contaminant and in the magma respectively. D corresponds to the bulk partition coefficient, F is the fraction of remaining melt and r is the ratio of assimilation rate to fractional crystallization rate. The compositions of the parental magma as the starting end member are chosen among the basalts with the highest MgO content (LO03 and LO15 for post- and pre-1960 groups, respectively). The crust underneath Lopevi is a probable contaminant being likely composed of oceanic crust and of some former magmatic intrusives. However its precise composition remains unknown. An N-MORB composition from Sun and McDonough (1989) for trace elements is taken as representative of this crust. Values for the isotopic composition of the contaminant were chosen to obtain the best fit with our data set. These values are included into the isotopic composition range reported for the North Loyalty Basin by Briquieu and Lancelot (1983), Briquieu et al. (1994), and Peate et al. (1997), except for the Hf isotopic value which is significantly different from the single value reported by Pearce et al. (2007) and for the low $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ value required for the recent contaminant. Assimilation of oceanic crust as partial melts (rather than bulk crust) is investigated. It has for main effect to increase the incompatible element concentration of the contaminant, while its Pb, Sr, Hf and Nd isotopic compositions remain unchanged. The trace element concentrations of the assimilated melts are calculated using a non-modal batch melting model (Shaw, 1970) of an N-MORB (Sun et McDonough, 1989) involving 1 and 10 % of melts, for the pre- and the post- 1960 contaminants, respectively.

Our model provides a good fit of the data in diagrams involving combined isotope ratios (insensitive to the fractional crystallization) or isotopic ratios (Fig. IV.9 and IV.10). Notably, the two distinct sets of C_a (with 1% and 10% of assimilated partial melts for pre- and post- 1960 lavas, respectively) and low (≤ 0.3) r parameters (Table 2) can account for the separate pre- and post- 1960 lava trends.

The pre-1960 lavas model requires a crustal partial melt contaminant with high U/Pb and Ba/Yb, associated with a low r , while the post-1960 model requires a contaminant with lower U/Pb, Ba/Yb ratios associated with a higher r value (Table 2). As seen in figures IV.9a and IV.9b, the post-1960 model requires a lower $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ than needed for the pre-1960 lavas.

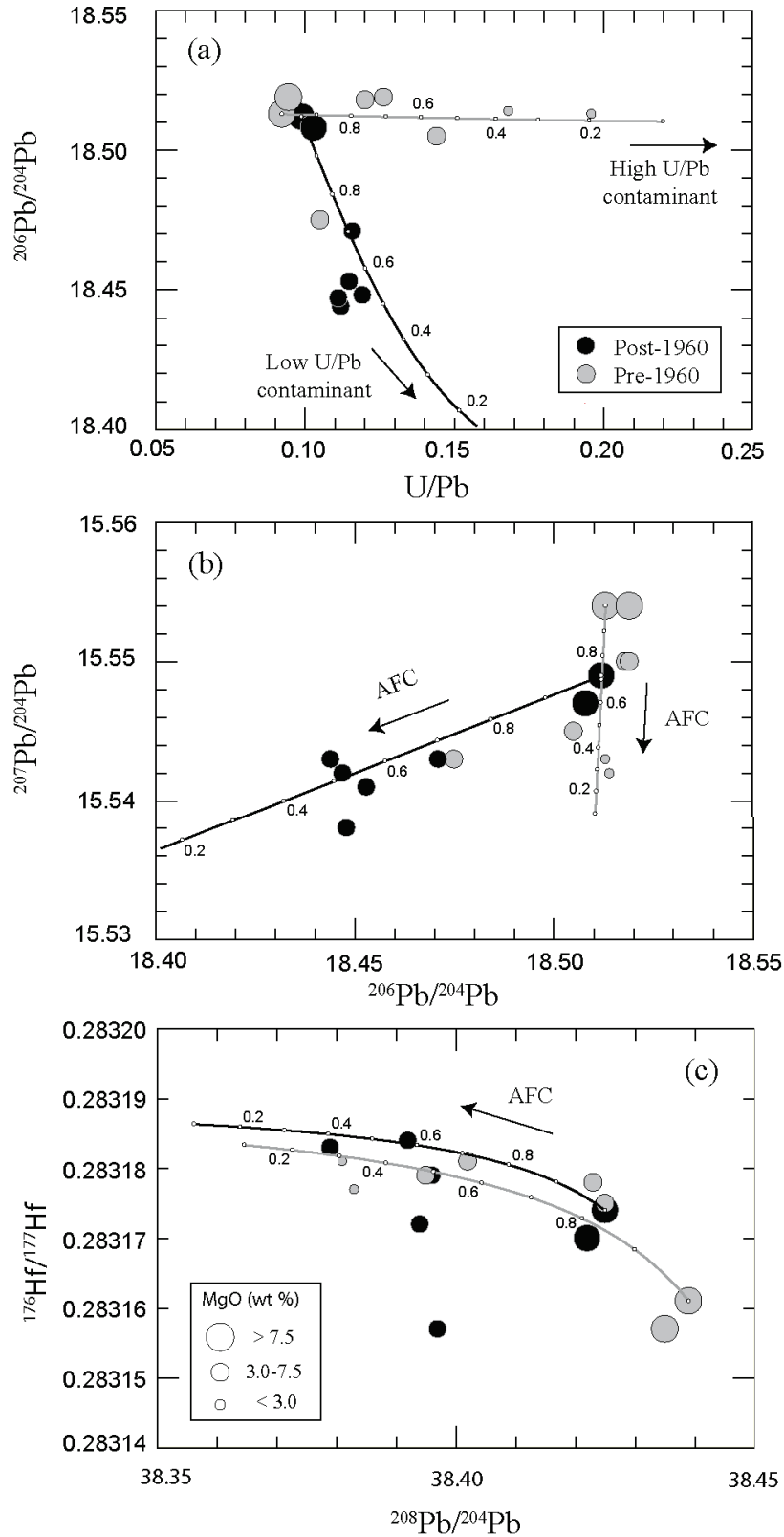


Figure IV.9 : (a) $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs U/Pb (b) $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (c) $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ vs $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diagrams showing combined assimilation and fractional crystallization (AFC) models described in the text. The starting end-members are the high MgO basalts LO03 (post-1960) and LO15 (pre-1960). The fraction of melt remaining (F) is indicated on the AFC model curves by tick marks every 0.1 step. Parameters used in the models for the pre- 1960 (gray curve) and the post- 1960 (black curve) are reported in the Table 2.

Ratios such as U/Pb and Ba/Yb (U and Ba being respectively more incompatible than Pb and Yb) are very sensitive to the degree of partial melting, while Sr-Nd-Pb-Hf isotopic ratios are not affected by this process and remain constant. Two distinct partial melting degrees (1% for pre- and 10% for post-1960 lavas) of a single N-MORB contaminant generate consistent C_a values for both series. Variable degrees of partial melting could be related to distinct conditions of pressure and temperature during assimilation or to a variable water content of the contaminant. The r values in the model for the post-1960 series are higher than those required for the older ones (0.3 versus 0.2), indicating a higher assimilation / fractional crystallization rate.

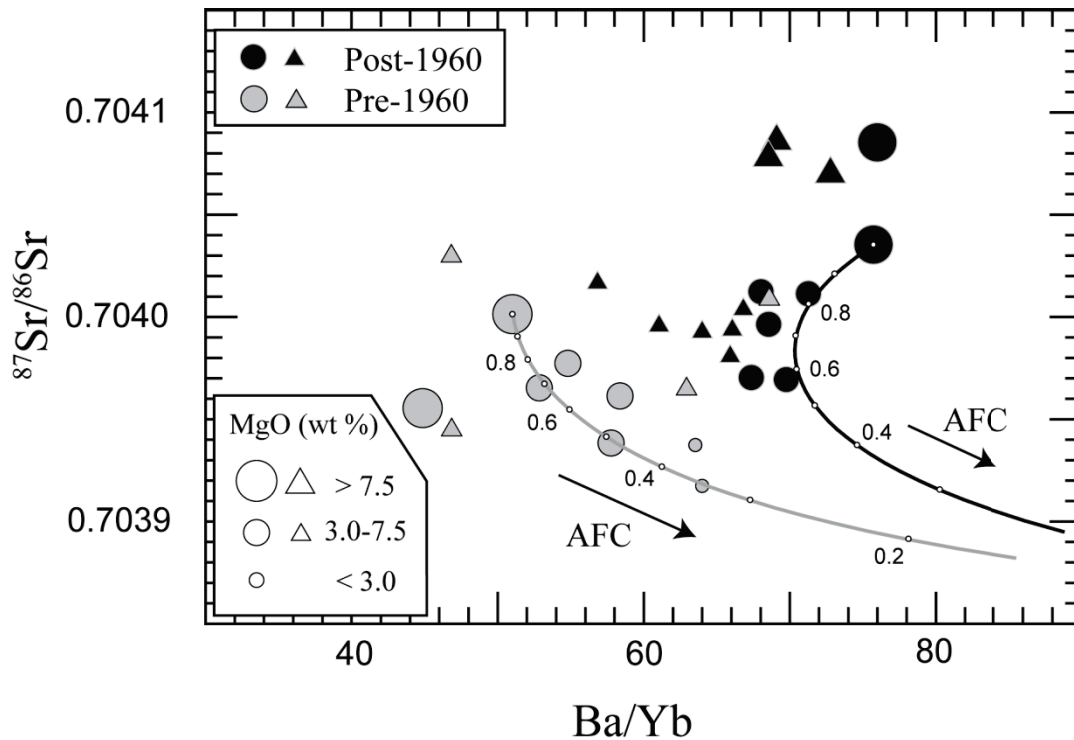


Figure IV.10 : $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus Ba/Yb diagram showing the geochemical differences between the pre- and the post-1960 lavas, especially for the less differentiated samples, and the effect of AFC processes (parameters of the model in Table 2).

Many uncertainties remain in such model but our results are consistent with the model presented by Handley et al. (2008), with similar degrees of partial melting of the contaminant (1 and 10 % vs. 2-10 %), and r values (0.2 and 0.3 vs. 0.25). However we use a slightly more radiogenic Sr contaminant in our model (0.7033 vs. 0.7025) because a lower $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ value cannot explain the pre-1960 variations.

5.3. Subduction component

5.3.1. Chemical time evolution

At the island arc scale, the Lopevi geochemical variations are limited (Monzier et al., 1997 ; Peate et al., 1997). Nevertheless at the scale of Lopevi volcano, differences appear between pre- and post-1960 lavas independently of the AFC process, especially when looking at trace element ratios such as Ba/Yb or Th/Nb (Figs. IV.6 and IV.10), as shown by the lack of overlap in Ba/Yb between both series (Fig. IV.10). The largest differences are observed in the most mafic (MgO rich) lavas, where the contamination effect is assumed to be the lowest, and where the source signature is the most pronounced. Figure IV.11 shows the REE and trace element patterns of the basalts with MgO > 7 wt. %. Overall differences between both series are characterized by a higher enrichment in fluid mobile elements (Rb, Ba, U, K, Pb, Sr), in LREE (higher La/Yb) and in Th recorded in the post-1960 lavas. However the HFSE and HREE content are almost similar in the most mafic lavas (Fig. IV.11).

The isotopic signatures of Lopevi lavas are affected by the AFC process but the most mafic lavas from both series, supposed to be less contaminated, have almost identical Nd, Pb and Hf isotopic compositions (Fig. IV.9). Only the Sr isotopes show a slight difference with more radiogenic ratios in the recent lavas.

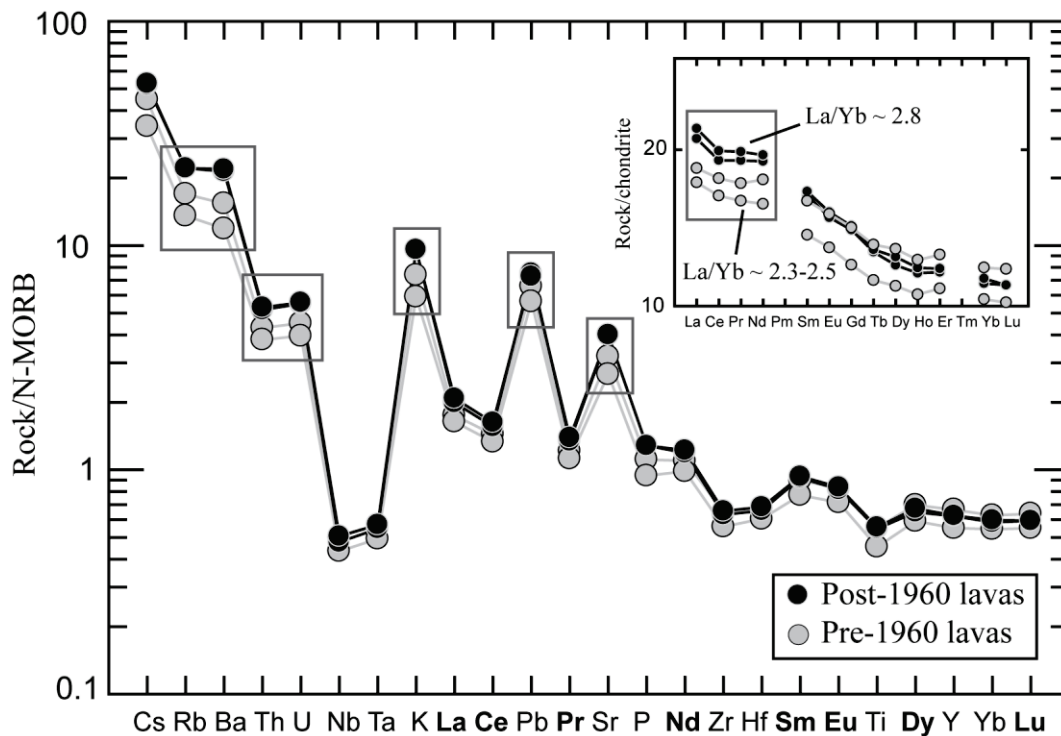


Figure IV.11 : Extended trace element patterns showing the major differences between the high MgO basalts LO03, LO04 (post-1960) and LO15 and LO20 (pre-1960). REE in bold characters. Inset: REE patterns to the chondritic values from McDonough and Sun (1995). Boxes indicate elements showing significant difference between the two series.

5.3.2. *Mantle source composition*

Trace element variations in mafic lavas can reflect a change of their mantle source mineralogy, variable degrees of partial melting, or different mantle sources. The most mafic post-1960 lavas present higher La/Yb ratios (~ 2.8 vs. 2.4) than the older ones (Fig. IV.11). As garnet incorporates some Yb amount in its structure, elevated La/Yb ratios in lavas could result from the melting of a garnet-bearing source at high pressure (Shimizu et Kushiro, 1975 ; Langmuir et al., 1977). However the observed differences between both series are moderate and cannot be attributed to a significant change in the mantle source mineralogy.

Changes in the partial melting degree of a single mantle source can also produce various trace element compositions in mafic magmas, in particular a fractionation between the most and the least incompatible elements. For example, while Nb is more incompatible than Yb during partial melting processes, pre- and post-1960 Lopevi lavas have identical Nb/Yb ratios (~ 0.6 for high-MgO basalts). Accordingly, partial melting cannot account for the chemical differences between the two rock series at Lopevi volcano.

In subduction zones, melting of the mantle wedge is triggered by the addition of a water-rich component released from the subducted oceanic lithosphere (Tatsumi et al., 1986 ; Peacock, 1990 ; Grove et al., 2006). This water-rich component carries trace elements into the mantle wedge and gives the typical enriched signature of the arc magmas compared to MORB (McCulloch et Gamble, 1991). However its exact nature (aqueous fluids or hydrous melt) and origin (altered oceanic crust or sediments) remain largely debated (Elliott et al., 1997 ; Hawkesworth et al., 1997b ; Eiler et al., 1998 ; Prouteau et al., 2001). Lopevi lavas show Nb/Yb ratios similar to those found in MORB, indicating that the mantle in the subduction area was as depleted as the MORB mantle before the subduction. Other trace element ratios involving fluid/melt mobile elements are higher than in MORB and document the element flux from the subducted plate. Among these elements, Ba and Pb are often used to indicate low T dehydration of the subducted lithosphere because they are highly mobile in hydrous fluids (Brenan et al., 1995b ; Stalder et al., 1998 ; Kessel et al., 2005) whereas Th is used as an indicator of sediment melting because Th/REE fractionation increases at high T when sediments melt (Johnson et Plank, 1999 ; Kessel et al., 2005 ; Plank, 2005 ; Hermann et Spandler, 2008).

Lopevi lavas are weakly enriched in incompatible elements compared to MORB, consistently with a moderate modification of their mantle source by a subduction component. Th/La ratio is slightly higher than in MORB but the main enrichments affect Ba, Sr and Pb. Even if the participation of a sediment melt cannot be ruled out, it is clear that low T dehydration fluids carried LILE in the Lopevi mantle source, in agreement with the high Ba/Yb and Pb/Ce ratios of the Lopevi lavas.

Post-1960 lavas are enriched in Ba and K while the less differentiated samples, which are also the less (or not at all) contaminated, have no significant differences in their Sr-Nd-Pb-Hf isotopic compositions. From these observations, one can argue that pre- and post-1960 lavas come from two

different mantle sources beneath Lopevi. Both mantle portions have been metasomatised with fluids from a same origin, consistent with their identical isotopic composition, but the element flux was more elevated in the post-1960 mantle source, in agreement with the higher K and Ba enrichment observed in these more recent lavas.

5.4. Volcanological implications

Several eruptions have been recorded at Lopevi volcano between 1864 and 1939, before the volcano entered a period of quiescence for more than 20 years (Williams et Curtis, 1964). Volcanic activity resumed in 1960 by a large basaltic plinian eruption which forced a definitive evacuation of the people living on the island. This eruption marked the beginning of a new eruptive cycle of the volcano, with the production of mafic olivine-bearing magmas and the opening of the new lateral crater on the NW flank (Warden, 1967). During the following years the main crater was only active at the beginning of the eruptions while the main activity was concentrated in the new lateral cone or occurred along adjacent NW trending fissures.

The onset of this new activity cycle in 1960 was accompanied by a shift in the trace element composition of the erupted magmas, as shown previously. The change occurred within a very short time scale (~ 20 years) while the deep processes of magma formation and evolution have been shown to appear on a larger time scale. Using the fractionation of Ra and Th in metasomatic fluids recorded by Ra-Th isotopes, Handley et al. (2008) estimated the metasomatism of the mantle wedge beneath Lopevi to happen less than 8000 years ago, while the magmatic differentiation from basalt to basaltic andesite and the associated contamination was accomplished in less than 1000 years.

Taking these constraints all together indicate that fluid transfer from the subducted lithosphere into the mantle wedge creates mantle portions with different trace element compositions, probably in response to variable fluid flux in the mantle. Melting of at least two different mantle regions beneath Lopevi created magmas with slight differences in their trace element contents. These magmas followed different pathways from their source to the Lopevi volcano through the crust in which they were differentiated and contaminated in separated magma chambers beneath the volcano. The more enriched magma initiated the last volcanic cycle at Lopevi, and, following different pathways to the surface, created a new emission centre on the flank of the volcano.

The very short time scale of this shift indicates that the “older” and less enriched magma is still present beneath the volcano and can erupt again from the summit crater in the years or decades to come.

6. Conclusions

- New sampling of the Lopevi Island increases the previous data set (mainly post-1960) of Handley et al. (2008), providing insight into the earlier history of the volcano. Notably, the pre-1960 data set contains more differentiated rocks, up to 61 wt % SiO₂.

- Chemical and isotopic data on pre- and post-1960 lavas confirm the contamination of the ascending magmas by partial melts derived from the oceanic crust beneath the volcano. AFC modelling requires 1% and 10% of assimilated crustal melts to account for the pre- and post-1960 lavas, respectively.

- Pre- and post-1960 lavas show different trace element compositions but very similar isotopic ratios. These differences, unrelated to the contamination process, are ascribed to the partial melting of different portions of the mantle, which have undergone slightly different metasomatic fluid flux from the subducted oceanic lithosphere.

- The renewal of volcanic activity in 1960 after more than 20 years of quiescence marks the involvement of a new batch of magma coming from a different mantle source. However, the contrasted time scales involved in the magma genesis at depth and the volcanological evolution at the surface imply that the old magma is still present beneath the volcano but so far unable to mix with the younger one.

Acknowledgments

We thank the Pole Spectrometry Ocean (Emmanuel Ponzevera, Phillipe Nonotte, Claire Bassoullet, Céline Liorzou), Bleuenn Gueguen and Shasa Labanieh for their help to the data acquisition. Paul Capiez is acknowledged for XRF analyses. This work was supported by the ANR contract Arc-Vanuatu led by Bernard Pelletier.

Chapitre IV – Temporal Source Evolution and Crustal Contamination at Lopevi Volcano, Vanuatu Island Arc

Table 1: Isotope ratios, major and trace element content for the Lopevi lavas

Rock type Age	Post-1960 lavas									
	LO01	LO02	LO03	LO04	LO05	LO06	LO07	LO17	LO25	LO30
	lava flow 2001	lava flow 1963	lava flow 2000	lava islet 1960 ?	lava flow 2003	bomb post-2003	scoria post-2003	lava flow 2004-2005	lava flow 2000	bomb ?
Latitude	S 16° 30' 56.7"	S 16° 30' 51.3"	S 16° 31' 01.3"	S 16° 30' 38.0"	S 16° 29' 54.4"	S 16° 29' 57.9"	S 16° 29' 57.9"	S 16° 31' 53.7"	S 16° 30' 42.0"	S 16° 30' 30.6"
Longitude	E 168° 18' 51.0"	E 168° 18' 50.8"	E 168° 18' 53.3"	E 168° 18' 46.7"	E 168° 18' 55.1"	E 168° 19' 11.6"	E 168° 19' 11.6"	E 168° 19' 55.3"	E 168° 19' 45.8"	E 168° 20' 23.2"
wt %										
SiO ₂	52,01	50,71	49,57	49,56	50,60	50,68	50,65	51,15	51,03	51,95
TiO ₂	0,79	0,73	0,69	0,70	0,73	0,72	0,72	0,75	0,76	0,76
Al ₂ O ₃	18,79	19,32	16,33	16,25	19,46	19,60	19,66	19,15	19,58	17,26
Fe ₂ O ₃ (t)	9,51	9,56	10,48	10,62	9,54	9,49	9,41	9,52	9,46	9,97
MnO	0,16	0,16	0,18	0,17	0,16	0,16	0,15	0,16	0,16	0,17
MgO	4,38	4,67	7,68	7,77	4,66	4,56	4,49	4,58	4,41	5,79
CaO	10,54	11,46	12,13	11,95	11,46	11,45	11,53	11,11	11,12	10,48
Na ₂ O	2,74	2,54	2,10	2,13	2,54	2,49	2,49	2,61	2,58	2,64
K ₂ O	0,89	0,70	0,69	0,69	0,70	0,70	0,75	0,80	0,74	0,80
P ₂ O ₅	0,18	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,17	0,16	0,17
LOI	-0,42	-0,43	-0,49	-0,48	-0,48	-0,52	-0,39	-0,48	0,01	-0,39
Total	100,73	100,94	101,05	100,92	100,97	100,7	100,59	100,95	100,07	100,69
ppm										
Sc	29	29	35	36	28	30	29	30	28	36
V	256	265	277	274	269	262	266	265	277	274
Cr	28	26	190	188	28	31	31	34	17	63
Co	27	29	40	40	29	29	28	29	26	31
Ni	17	17	56	61	19	19	19	20	17	27
Cu	128	122	115	115	121	135	115	125	114	99
Ga	18	19	16	17	17	19	18	18	18	15
Rb	15,7	12,4	12,4	12,4	12,1	12,2	12,0	14,3	12,6	14,1
Sr	340	366	359	360	365	368	365	363	374	311
Y	23,6	19,9	17,4	17,5	19,7	19,7	19,2	21,2	19,2	21,9
Zr	74	56	47	49	56	57	55	65	56	68
Nb	1,81	1,38	1,11	1,18	1,38	1,38	1,35	1,55	1,40	1,69
Cs	0,40	0,33	0,36	0,37	0,32	0,32	0,32	0,38	0,34	0,38
Ba	164	140	135	138	141	139	138	155	141	159
La	6,99	5,51	4,98	5,21	5,50	5,52	5,39	6,38	5,56	6,34
Ce	16,0	12,9	11,7	12,2	12,9	12,8	12,4	14,6	12,8	14,9
Pr	2,34	1,90	1,77	1,84	1,89	1,90	1,83	2,11	1,91	2,14
Nd	10,9	9,1	8,7	8,9	9,0	9,0	8,8	10,0	9,1	10,2
Sm	3,04	2,55	2,42	2,46	2,53	2,53	2,49	2,77	2,58	2,83
Eu	0,99	0,88	0,83	0,85	0,87	0,88	0,86	0,93	0,87	0,94
Gd	3,52	2,97	2,79	2,84	2,96	2,95	2,87	3,20	2,91	3,34
Tb	0,58	0,50	0,46	0,46	0,49	0,49	0,48	0,53	0,49	0,56
Dy	3,89	3,31	2,95	3,06	3,28	3,28	3,25	3,54	3,23	3,74
Ho	0,83	0,70	0,63	0,65	0,70	0,70	0,69	0,75	0,70	0,79
Er	2,50	2,10	1,86	1,89	2,09	2,10	2,06	2,25	2,08	2,35
Yb	2,43	2,03	1,78	1,82	2,01	2,01	1,98	2,17	2,03	2,31
Lu	0,36	0,31	0,27	0,27	0,30	0,30	0,30	0,33	0,31	0,35
Hf	2,03	1,59	1,35	1,40	1,59	1,57	1,56	1,79	1,61	1,87
Ta	0,113	0,085	0,071	0,074	0,087	0,087	0,085	0,098	0,090	0,108
Pb	3,16	2,60	2,62	2,54	2,58	2,62	2,76	2,96	2,79	1,98
Th	0,91	0,72	0,62	0,64	0,71	0,71	0,71	0,83	0,77	0,82
U	0,38	0,29	0,26	0,26	0,29	0,29	0,29	0,34	0,32	0,35
Isotopes										
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.703970 ± 11 *	0.703996 ± 8 *	0.704035 ± 9 *	0.704085 ± 8	0.703969 ± 9 *			0.704011 ± 10 *		
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.51298 ± 6	0.512968 ± 6	0.512975 ± 6	0.512971 ± 6	0.512968 ± 6			0.512961 ± 10		
εNd	6,67	6,44	6,57	6,50	6,44			6,30		
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	18.448 ± 1	18.444 ± 1	18.512 ± 1	18.508 ± 1	18.447 ± 1			18.453 ± 1		
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	15.538 ± 1	15.543 ± 1	15.549 ± 1	15.547 ± 1	15.542 ± 1			15.541 ± 1		
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	38.379 ± 3	38.396 ± 2	38.425 ± 3	38.422 ± 3	38.397 ± 2			38.392 ± 2		
¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf	0.283183 ± 3	0.283179 ± 4	0.283174 ± 4	0.28317 ± 3	0.283157 ± 10			0.283184 ± 4		
εHf	14,54	14,40	14,23	14,06	13,60			14,58		

Table IV.1 : Major elements are presented on a volatile-free basis to 100 % with total iron as Fe₂O₃(t). Samples ticked with a “ § ” were measured using the protocole developed by Barrat et al. (1996), while the others were measured by the protocole described in Chauvel et al. (2011). LO04 was measured by both protocols and standard deviation (sd) values between the two measurements are given. Sr isotopic data measured on a Finnigan MAT26X for data ticked with a “*”, and on a Thermo Fischer TRITON for others.

Chapitre IV – Temporal Source Evolution and Crustal Contamination at Lopevi Volcano, Vanuatu Island Arc

Table 1: continued

	Post-1960 lavas				Pre-1960 lavas					
	LO25	LO30	LO31	LO35	LO08	LO09	LO10 ^s	LO11 ^s	LO12 ^s	LO13
Rock type	lava flow	bomb	lava flow	block	lava flow	lava flow	lava flow	pebble	pebble	pebble
Age	2000	?	2000	1968 ?	-	-	-	-	-	-
Latitude	S 16° 30' 42.0"	S 16° 30' 30.6"	S 16° 30' 44.3"	S 16° 31' 05.8"	S 16° 31' 28.2"	S 16° 31' 29.2"	S 16° 31' 43.7"	S 16° 31' 43.7"	S 16° 31' 43.7"	S 16° 31' 43.7"
Longitude	E 168° 19' 45.8"	E 168° 20' 23.2"	E 168° 19' 16.4"	E 168° 21' 00.6"	E 168° 19' 32.2"	E 168° 19' 39.7"	E 168° 19' 28.9"	E 168° 19' 28.9"	E 168° 19' 28.9"	E 168° 19' 28.9"
wt %										
SiO ₂	51,03	51,95	52,45	53,62	50,25	50,56	50,73	52,10	51,86	61,37
TiO ₂	0,76	0,76	0,82	0,84	0,77	0,69	0,69	0,82	0,78	0,75
Al ₂ O ₃	19,58	17,26	18,71	17,04	17,11	17,85	17,89	20,10	18,67	16,05
Fe ₂ O ₃ (t)	9,46	9,97	9,44	9,87	11,07	9,74	9,66	9,35	9,49	7,53
MnO	0,16	0,17	0,16	0,17	0,19	0,17	0,17	0,15	0,16	0,14
MgO	4,41	5,79	4,34	4,90	6,16	6,38	6,29	3,24	4,51	2,46
CaO	11,12	10,48	10,18	9,37	11,21	11,64	11,56	10,52	10,24	5,72
Na ₂ O	2,58	2,64	2,81	2,96	2,46	2,30	2,33	2,92	3,41	3,91
K ₂ O	0,74	0,80	0,92	1,02	0,64	0,55	0,55	0,66	0,71	1,82
P ₂ O ₅	0,16	0,17	0,19	0,21	0,15	0,12	0,13	0,15	0,16	0,24
LOI	0,01	-0,39	-0,39	-0,35	-0,50	-0,46	-0,43	-0,29	-0,28	-0,32
Total	100,07	100,69	100,54	100,68	100,72	100,57	100,84	100,51	101,04	100,68
ppm										
Sc	28	36	27	30	35	34	33	28	32	20
V	277	274	266	259	279	246	257	272	271	149
Cr	17	63	27	45	44	64	59	2	22	4
Co	26	31	23	27	38	33	33	24	30	19
Ni	17	27	16	20	29	36	34	8	16	6
Cu	114	99	106	119	119	120	107	75	97	55
Ga	18	15	18	19	18	16	15	19	19	17
Rb	12,6	14,1	15,4	16,6	10,8	9,5	9,1	10,8	12,2	32,7
Sr	374	311	331	304	304	266	255	280	280	228
Y	19,2	21,9	23,6	25,1	21,0	19,3	20,0	24,3	25,6	37,3
Zr	56	68	76	89	55	49	52	68	76	159
Nb	1,40	1,69	1,85	2,18	1,29	1,30				3,68
Cs	0,34	0,38	0,42	0,45	0,33	0,27	0,29	0,31	0,21	0,25
Ba	141	159	165	178	126	102	103	114	133	251
La	5,56	6,34	7,07	7,80	4,70	4,57	4,48	5,15	6,05	11,84
Ce	12,8	14,9	16,2	18,4	11,3	10,9	10,6	12,6	14,2	27,8
Pr	1,91	2,14	2,37	2,63	1,75	1,57	1,57	1,87	2,07	3,94
Nd	9,1	10,2	11,2	12,4	8,6	7,7	7,7	9,0	10,1	17,8
Sm	2,58	2,83	3,09	3,36	2,56	2,26	2,29	2,73	2,88	4,70
Eu	0,87	0,94	1,00	1,06	0,90	0,81	0,79	0,94	0,97	1,23
Gd	2,91	3,34	3,54	3,82	3,09	2,74	2,78	3,43	3,56	5,20
Tb	0,49	0,56	0,60	0,63	0,52	0,47	0,49	0,58	0,61	0,88
Dy	3,23	3,74	3,99	4,24	3,52	3,22	3,17	3,86	4,05	5,96
Ho	0,70	0,79	0,84	0,91	0,75	0,69	0,70	0,85	0,89	1,28
Er	2,08	2,35	2,54	2,71	2,21	2,07	2,08	2,50	2,62	3,90
Yb	2,03	2,31	2,49	2,62	2,15	2,00	2,04	2,49	2,56	3,95
Lu	0,31	0,35	0,37	0,40	0,32	0,30	0,30	0,36	0,38	0,60
Hf	1,61	1,87	2,12	2,42	1,56	1,41			2,06	4,19
Ta	0,090	0,108	0,120	0,141	0,084	0,081				0,243
Pb	2,79	1,98	1,46	3,91	2,30	1,88	1,77	1,48	2,68	5,23
Th	0,77	0,82	0,95	1,02	0,54	0,58	0,59	0,61	0,78	1,92
U	0,32	0,35	0,39	0,45	0,24	0,22	0,23	0,27	0,33	0,88
Isotopes										
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr				0.704012 ± 8	0.703961 ± 8 *					0.703937 ± 8
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd				0.512986 ± 8	0.512972 ± 8					0.512994 ± 8
εNd				6,79	6,52					6,94
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb				18.471 ± 1	18.475 ± 1					18.514 ± 1
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb				15.543 ± 1	15.543 ± 1					15.542 ± 1
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb				38.394 ± 2	38.402 ± 3					38.383 ± 2
¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf				0.283172 ± 3	0.283181 ± 4					0.283177 ± 3
εHf				14,14	14,46					14,32

Chapitre IV – Temporal Source Evolution and Crustal Contamination at Lopevi Volcano, Vanuatu Island Arc

Table 1: continued

	Pre-1960 lavas										
	LO14 [§]	LO15	LO16	LO18	LO19 [§]	LO20	LO21 [§]	LO22	LO23 [§]	LO24 [§]	LO26 [§]
Rock type	pebble	pebble	pebble	pebble	pebble	lava flow	lava flow	lava flow	lava flow	lava flow	lava flow
Age	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Latitude	S 16° 31' 43.7"	S 16° 31' 58.8"	S 16° 31' 58.8"	S 16° 31' 17.3"	S 16° 31' 17.3"	S 16° 32' 04.2"	S 16° 32' 04.3"	S 16° 32' 03.4"	S 16° 32' 01.6"	S 16° 31' 56.8"	S 16° 30' 25.2"
Longitude	E 168° 19' 28.9"	E 168° 20' 05.1"	E 168° 20' 05.1"	E 168° 19' 01.3"	E 168° 19' 01.3"	E 168° 20' 50.2"	E 168° 20' 40.7"	E 168° 20' 27.3"	E 168° 20' 23.9"	E 168° 20' 09.9"	E 168° 20' 26.7"
wt %											
SiO ₂	54,26	49,93	56,13	61,35	52,08	50,64	52,45	52,73	51,23	52,16	52,45
TiO ₂	0,87	0,70	0,79	0,75	0,78	0,58	0,79	0,81	0,81	0,78	0,80
Al ₂ O ₃	17,45	16,65	17,61	16,06	18,79	16,97	19,75	19,45	17,37	20,36	19,00
Fe ₂ O ₃ (t)	9,91	10,33	8,85	7,51	9,47	9,31	9,23	9,24	10,39	9,11	9,36
MnO	0,17	0,18	0,16	0,14	0,16	0,16	0,16	0,16	0,18	0,15	0,16
MgO	3,93	7,50	3,49	2,49	4,74	7,68	3,70	3,72	5,72	3,43	4,51
CaO	8,89	11,86	8,27	5,72	10,40	12,08	10,26	10,16	10,99	10,43	10,09
Na ₂ O	3,33	2,18	3,32	3,92	2,77	2,05	2,79	2,81	2,49	2,79	2,79
K ₂ O	1,00	0,53	1,18	1,82	0,66	0,43	0,72	0,77	0,67	0,64	0,69
P ₂ O ₅	0,20	0,13	0,20	0,24	0,15	0,11	0,16	0,16	0,15	0,15	0,16
LOI	0,26	-0,44	-0,24	-0,34	-0,28	-0,25	-0,29	-0,34	-0,40	-0,30	-0,10
Total	99,49	101,16	100,75	100,8	100,63	100,79	100,63	100,61	100,75	100,8	100,49
ppm											
Sc	27	34	27	18	30	39	29	28	32	28	28
V	265	271	216	146	267	243	255	262	276	265	269
Cr	18	144	9	5	32	131	8	9	42	2	25
Co	28	41	24	19	30	40	26	26	35	24	27
Ni	13	49	11	7	19	51	10	9	26	8	14
Cu	105	119	91	46	100	92	96	105	101	74	81
Ga	18	16	18	18	18	15	18	18	17	19	18
Rb	18,0	9,5	20,9	32,2	8,4	7,6	12,4	12,9	11,5	11,3	11,8
Sr	263	288	254	225	262	240	299	290	299	298	275
Y	31,1	18,6	29,2	36,9	23,8	15,4	24,4	22,9	23,8	23,6	24,3
Zr	102	48	106	157	68	41	67	66	65	65	68
Nb		1,17	2,46	3,65		1,01		1,74			
Cs	0,54	0,31	0,53	0,22	0,18	0,24	0,37	0,35	0,36	0,32	0,35
Ba	169	97	177	251	120	75	123	127	134	116	127
La	8,07	4,37	8,44	11,97	5,65	4,10	5,76	5,85	5,25	5,37	5,84
Ce	18,9	10,8	19,7	27,3	13,2	10,0	13,5	14,0	12,5	12,7	13,7
Pr	2,79	1,60	2,80	3,92	1,92	1,48	2,00	2,05	1,88	1,88	2,00
Nd	13,0	8,0	13,0	17,5	9,3	7,2	9,6	9,9	9,1	9,1	9,8
Sm	3,63	2,36	3,60	4,63	2,68	2,03	2,73	2,80	2,70	2,62	2,74
Eu	1,10	0,85	1,08	1,22	0,91	0,73	0,95	0,94	0,92	0,91	0,90
Gd	4,27	2,82	4,16	5,18	3,32	2,39	3,35	3,34	3,29	3,21	3,48
Tb	0,74	0,47	0,71	0,88	0,58	0,40	0,58	0,57	0,57	0,56	0,58
Dy	4,80	3,17	4,72	5,91	3,82	2,69	3,78	3,81	3,73	3,66	4,01
Ho	1,06	0,67	1,02	1,27	0,83	0,58	0,83	0,82	0,82	0,81	0,84
Er	3,17	2,01	3,10	3,86	2,44	1,73	2,43	2,47	2,36	2,35	2,47
Yb	3,17	1,91	3,06	3,92	2,42	1,66	2,37	2,40	2,29	2,33	2,48
Lu	0,47	0,29	0,46	0,60	0,36	0,25	0,36	0,37	0,34	0,35	0,37
Hf		1,39	2,85	4,12		1,24		1,88			
Ta		0,074	0,160	0,241		0,064		0,110			
Pb	3,20	2,29	3,68	4,49	2,00	1,96	2,32	2,62	2,32	2,12	2,24
Th	1,08	0,51	1,16	1,92	0,73	0,46	0,68	0,74	0,58	0,61	0,82
U	0,49	0,21	0,53	0,88	0,30	0,19	0,29	0,32	0,25	0,27	0,32
Isotopes											
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr		0.704001 ± 9	0.703938 ± 6	0.703917 ± 10 *		0.703955 ± 8		0.703965 ± 8			
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd		0.512965 ± 1	0.512999 ± 6	0.512988 ± 6		0.512984 ± 4		0.512982 ± 10			
εNd		6,38	7,04	6,83		6,75		6,71			
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb		18.513 ± 1	18.505 ± 0	18.513 ± 1		18.519 ± 1		18.518 ± 1			
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb		15.554 ± 1	15.545 ± 1	15.543 ± 1		15.554 ± 1		15.55 ± 1			
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb		38.439 ± 3	38.395 ± 2	38.381 ± 2		38.435 ± 2		38.425 ± 2			
¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf		0.283161 ± 6	0.283179 ± 4	0.283181 ± 9		0.283157 ± 11		0.283175 ± 5			
εHf		13,76	14,41	14,47		13,61		14,26			

Chapitre IV – Temporal Source Evolution and Crustal Contamination at Lopevi Volcano, Vanuatu Island Arc

Table 1: continued

	Pre-1960 lavas						Standard				Duplicate	
	LO27 [§]	LO28	LO29 [§]	LO33 [§]	LO34 [§]	LO36	mean RGM1 (n=36)	BCR2 [§] (n=1)	mean JB-2 (n=3)	sd	LO04 [§]	sd
Rock type	lava flow	lava flow	lava flow	lava flow	Block	Block						
Age	-	-	-	-	-	-						
Latitude	S 16° 30' 31.3"	S 16° 30' 32.5"	S 16° 31' 30.6"	S 16° 31' 17.3"	S 16° 31' 17.3"	S 16° 30' 30.6"						
Longitude	E 168° 20' 24.0"	E 168° 20' 27.9"	E 168° 20' 26.9"	E 168° 19' 01.3"	E 168° 19' 01.3"	E 168° 20' 23.2"						
wt %												
SiO ₂	55,31	50,64	52,35	52,43	52,44	54,06	73,43					
TiO ₂	0,66	0,79	0,81	0,80	0,79	0,84	0,27					
Al ₂ O ₃	16,96	17,30	18,70	18,73	20,09	18,48	13,76					
Fe ₂ O ₃ (t)	8,67	10,90	9,69	9,48	9,08	9,28	1,90					
MnO	0,16	0,19	0,17	0,16	0,16	0,16	0,04					
MgO	5,15	6,04	4,32	4,63	3,55	3,89	0,29					
CaO	9,02	10,85	10,16	10,09	10,19	9,03	1,19					
Na ₂ O	2,85	2,49	2,80	2,81	2,89	3,14	4,10					
K ₂ O	1,05	0,66	0,83	0,71	0,66	0,92	4,35					
P ₂ O ₅	0,16	0,15	0,18	0,16	0,15	0,19	0,05					
LOI	-0,28	-0,32	-0,12	-0,17	-0,44	-0,37	0,93					
Total	99,95	100,38	100,02	100,37	101,07	100,92	100,31					
ppm												
Sc	33	35	29	29	29	27	3,8					
V	209	287	267	265	280	261	15					
Cr	87	41	14	23	0,2	7	2,7					
Co	27	35	28	28	25	24	1,2					
Ni	32	30	12	16	8	9	3,2					
Cu	92	82	104	61	91	84	15					
Ga	16	16	17	17	19	18	16					
Rb	18,3	10,4	13,5	11,3	10,7	16,3		48,0	6,2	0,18	12,3	0,1
Sr	244	307	315	271	289	300		359	180	1	353	5
Y	27,2	21,6	24,0	24,1	23,1	25,8		40,0	24,0	0,2	18,4	0,6
Zr	91	55	74	62	62	83		183	47	0,3	52	2,2
Nb		1,31				2,02				0,48	0,01	
Cs	0,53	0,32	0,49	0,12	0,15	0,39		1,33	0,82	0,005	0,40	0,025
Ba	161	126	140	122	116	147		700	218	2	135	2
La	7,18	4,76	6,16	5,82	5,37	7,06		25,5	2,25	0,03	5,18	0,02
Ce	16,5	11,5	14,9	13,8	13,0	16,5		53,1	6,5	0,05	12,1	0,1
Pr	2,41	1,75	2,17	1,99	1,89	2,43		7,04	1,14	0,005	1,82	0,01
Nd	11,2	8,8	10,3	9,6	9,2	11,6		28,8	6,4	0,06	8,7	0,15
Sm	3,10	2,61	2,99	2,76	2,65	3,21		6,58	2,28	0,01	2,47	0,01
Eu	0,86	0,93	1,02	0,88	0,92	1,04		1,88	0,85	0,003	0,85	0,004
Gd	3,70	3,17	3,55	3,54	3,41	3,75		6,89	3,16	0,01	2,81	0,02
Tb	0,60	0,54	0,63	0,60	0,60	0,63		1,07	0,57	0,003	0,47	0,006
Dy	4,10	3,57	4,08	3,70	3,78	4,25		6,36	3,99	0,02	2,99	0,05
Ho	0,92	0,77	0,87	0,88	0,84	0,91		1,33	0,87	0,007	0,67	0,015
Er	2,70	2,29	2,53	2,51	2,47	2,74		3,75	2,60	0,02	1,94	0,03
Yb	2,80	2,19	2,43	2,55	2,45	2,69		3,48	2,54	0,02	1,83	0,005
Lu	0,42	0,33	0,39	0,38	0,38	0,41		0,49	0,38	0,003	0,27	0,004
Hf		1,58				2,26				1,47	0,01	
Ta		0,084				0,132				0,039	0,0004	
Pb	3,26	2,13	2,53	1,41	2,21	3,07		9,84	5,18	0,04	2,41	0,09
Th	1,12	0,54	0,85	0,75	0,66	0,92		5,81	0,26	0,005	0,64	0,004
U	0,51	0,25	0,35	0,32	0,29	0,39		1,65	0,15	0,002	0,27	0,01
Isotopes												
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr						0.703977 ± 8				0.703686 ± 6		
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd						0.512984 ± 10				0.513089 ± 8		
εNd						6,75				8,80		
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb						18.519 ± 1				18.343 ± 1		
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb						15.550 ± 1				15.557 ± 1		
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb						38.423 ± 2				38.265 ± 2		
¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf						0.283178 ± 5				0.283251 ± 4		
εHf						14,34				16,95		

Chapitre IV – Temporal Source Evolution and Crustal Contamination at Lopevi Volcano, Vanuatu Island Arc

Table 2: Bulk D values and end member composition (most basic magmas and contaminant) input in the AFC model

		U	Pb	Ba	Yb	Sr	Hf	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf	r
	Bulk D	0,03	0,13	0,11	0,58	0,52	0,11						
Most basic magma	Pre-1960: LO15	0,212	2,29	97	1,91	288	1,39	18,513	15,554	38,439	0,704001	0,283161	
	Post-1960: LO03	0,260	2,62	135	1,78	359	1,35	18,512	15,549	38,425	0,704035	0,283174	
Contaminant	C _a and R _a pre-1960: 1% partial melt	1,189	2,28	58,2	5,32	176	19,0	18,50	15,48	38,07	0,7033	0,28319	0,2
	C _a and R _a post-1960: 10% partial melt	0,369	1,41	32,7	4,93	159	10,7	17,90	15,48	38,07	0,7033	0,28319	0,3

Table IV.2 : AFC model parameters and results of batch melting model. The trace element contents of the contaminant (Ca) were calculated from the batch melting (1% for the pre- 1960group and 10 % for the post-1960 group) of a metabasalt (source mineralogy: 0.2 orthopyroxene, 0.40 clinopyroxene, 0.25 plagioclase, 0.15 amphibole) having the trace element content of an N-MORB from Sun and McDonough (1989). The respective contributions to the melt are 0.4 clinopyroxene, 0.35 amphibole, 0.2 plagioclase, 0.05 orthopyroxene. Partition coefficients used to calculate bulk D values are from Adam and Green (2006) and Aignertorres et al. (2007). Partition coefficient of Yb between clinopyroxene and melt is from Green et al. (2000). Partition coefficients of Pb are from Hauri et al. (1994), Bindeman et al. (1998), and McKenzie and O’Nions (1991). The isotopic ratios of the contaminant (Ra) were chosen to fit correctly the data and are consistent with values found in MORB. “r” value used is 0.3 for the post-1960 lavas and 0.2 for the pre-1960 lavas. D, Ca, and r are assumed to be constant during the AFC process. The r value used is as low as possible, because a small degree of contamination is easier to invoke. The starting end-members are the high MgO basalts LO03 (post-1960) and LO15 (pre-1960). Parameters used in the model are slightly different between the pre- and the post-1960 lavas.

References

- Adam, J. and Green, T., 2006. Trace element partitioning between mica- and amphibole-bearing garnet lherzolite and hydrous basanitic melt: 1. Experimental results and the investigation of controls on partitioning behaviour. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 152(1): 1-17.
- Aigner-Torres, M., Blundy, J., Ulmer, P. and Pettke, T., 2007. Laser Ablation ICPMS study of trace element partitioning between plagioclase and basaltic melts: an experimental approach. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 153(6): 647-667.
- Andrew, J.E., Packham, G., Eade, J.V., Holdsworth, B.K., Jones, D.L., De Vriesklein, G., Kroenke, L.W., Saito, T., Shafik, S., Stoesser, D.B. and Van Der Lingen, G.J., 1973. Site 285 and 286. In: Andrew, J.E. and Packham, G. (Eds.), *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project*, Washington, DC, United States (USA), pp. 27-131.
- Auzende, J.M., Hey, R.N., Pelletier, B., Rouland, D., Lafoy, Y., Gracia, E. and Huchon, P., 1995. Propagating rift west of the Fiji archipelago (North Fiji Basin, SW Pacific). *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 100(B9): 17823-17835.
- Auzende, J.M., Pelletier, B. and Lafoy, Y., 1994. Twin active spreading ridges in the North Fiji Basin (Southwest Pacific). *Geology*, 22(1): 63-66.
- Baker, P.E. and Condliffe, E., 1996. Compositional variations in submarine volcanic ashes from the vicinity of the Vanuatu island arc: A response to ridge-arc collision? *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 72(3-4): 225-238.

- Barrat, J.A., Keller, F., Amosse, J., Taylor, R.N., Nesbitt, R.W. and Hirata, T., 1996. Determination of rare earth elements in sixteen silicate reference samples by ICP-MS after Tm addition and ion exchange separation. *Geostandards Newsletter*, 20(1): 133-139.
- Barsdell, M., 1988. Petrology and petrogenesis of clinopyroxene-rich tholeiitic lavas, Merelava volcano, Vanuatu. *Journal of Petrology*, 29(5): 927-964.
- Barsdell, M. and Berry, R.F., 1990. Origin and evolution of primitive island-arc ankaramites from Western Epi, Vanuatu. *Journal of Petrology*, 31(3): 747-777.
- Barsdell, M., Smith, I.E.M. and Spoerli, K.B., 1982. The origin of reversed geochemical zoning in the northern New Hebrides volcanic arc. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 81(2): 148-155.
- Bindeman, I.N., Davis, A.M. and Drake, M.J., 1998. Ion microprobe study of plagioclase-basalt partition experiments at natural concentration levels of trace elements. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 62(7): 1175-1193.
- Brenan, J.M., Shaw, H.F., Ryerson, F.J. and Phinney, D.L., 1995. Mineral-aqueous fluid partitioning of trace-elements at 900 degrees-C and 2.0 gpa - Constraints on the trace-element chemistry of mantle and deep-crustal fluids. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(16): 3331-3350.
- Briqueu, L. and Lancelot, J.R., 1983. Sr isotopes and K, Rb, Sr balance in sediments and igneous rocks from the subducted plate of the Vanuatu (New Hebrides) active margin. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47: 191-200.
- Briqueu, L., Laporte, C., Crawford, A.J., Hasenaka, T., Baker, P.E. and Coltorti, M., 1994. Temporal magmatic evolution of the Aoba Basin, central New Hebrides island arc; Pb, Sr, and Nd isotopic evidence for the coexistence of two mantle components beneath the arc. In: Greene, H.G., Collot, J.Y., Stokking, L.B. et al. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 134, College Station, TX, United States (USA), pp. 393-401.
- Bryan, W.B., Finger, L.W. and Chayes, F., 1969. Estimating proportions in petrographic mixing equations by least-squares approximation. *Science*, 163(3870): 926-927.
- Calmant, S., Pelletier, B., Lebellegard, P., Bevis, M., Taylor, F.W. and Phillips, D.A., 2003. New insights on the tectonics along the New Hebrides subduction zone based on GPS results. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 108(B6): 2319-2340.
- Châtelain, J.L., Molnar, P., Prévot, R. and Isacks, B., 1992. Detachment of part of the downgoing slab and uplift of the New Hebrides (Vanuatu) islands. *Geophysical Research Letters*, 19(14): 1507-1510.
- Chauvel, C., Bureau, S. and Poggi, C., 2011. Comprehensive chemical and isotopic analyses of basalt and sediment reference materials. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 35(1): 125-143.
- Collot, J.Y., Daniel, J. and Burne, R.V., 1985. Recent tectonics associated with the subduction collision of the d'Entrecasteaux zone in the central New-Hebrides. *Tectonophysics*, 112(1-4): 325-356.
- Crawford, A.J., Briqueu, L., Laporte, C. and Hasenaka, T., 1995. Coexistence of Indian and Pacific oceanic upper mantle reservoirs beneath the central New Hebrides island arc. In: Taylor, B. and Natland, J. (Eds.), *Active margins and marginal basins of the western Pacific*. American Geophysical Union, *Geophysical Monograph*, Washington, DC, United States (USA), pp. 199-217.
- Davidson, J., Turner, S., Handley, H., Macpherson, C. and Dosseto, A., 2007. Amphibole "sponge" in arc crust? *Geology*, 35(9): 787-790.
- DePaolo, D.J., 1981. Trace-element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*, 53(2): 189-202.
- Dupuy, C., Dostal, J., Marcelot, G., Bougault, H., Joron, J.L. and Treuil, M., 1982. Geochemistry of basalts from central and southern New Hebrides arc - Implication for their source rock composition. *Earth and Planetary Science Letters*, 60(2): 207-225.
- Eggins, S.M., 1993. Origin and differentiation of picritic arc magmas, Ambae (Aoba), Vanuatu. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 114(1): 79-100.
- Eiler, J.M., McInnes, B., Valley, J.W., Graham, C.M. and Stolper, E.M., 1998. Oxygen isotope evidence for slab-derived fluids in the sub-arc mantle. *Nature*, 393(6687): 777-781.

- Elliott, T., Plank, T., Zindler, A., White, W. and Bourdon, B., 1997. Element transport from slab to volcanic front at the Mariana arc. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 102(B7): 14991-15019.
- Galer, S.J.G. and Abouchami, W., 1998. Practical application of lead triple spiking for correction of instrumental mass discrimination, Goldschmidt conference, Toulouse.
- Graham, D.W., Blichert-Toft, J., Russo, C.J., Rubin, K.H. and Albarède, F., 2006. Cryptic striations in the upper mantle revealed by hafnium isotopes in southeast Indian ridge basalts. *Nature*, 440(7081): 199-202.
- Green, T.H., Blundy, J.D., Adam, J. and Yaxley, G.M., 2000. SIMS determination of trace element partition coefficients between garnet, clinopyroxene and hydrous basaltic liquids at 2-7.5 GPa and 1080-1200 degrees C. *Lithos*, 53(3-4): 165-187.
- Greene, H.G. and Collot, J.-Y., 1994. Ridge-arc collision: timing and deformation determined by Leg 134 drilling, central New Hebrides Island arc. In: Greene, H.G., Collot, J.Y., Stokking, L.B. et al. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 134, College Station, TX, United States (USA), pp. 609-621.
- Greene, H.G., Collot, J.-Y., Fisher, M.A. and Crawford, A.J., 1994. Neogene tectonic evolution of the New Hebrides island arc; a review incorporating ODP drilling results. In: Greene, H.G., Collot, J.Y., Stokking, L.B. et al. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 134, College Station, TX, United States (USA), pp. 19-46.
- Greene, H.G., MacFarlane, A., Johnson, D.P. and Crawford, A.J., 1988. Structure and tectonics of the central New Hebrides arc. In: Greene, H.G. and Wong, F.L. (Eds.), *Geology and offshore resources of Pacific Island Arcs - Vanuatu region*. Earth Science Series. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Houston, TX, United States (USA), pp. 377-412.
- Grove, T.L., Chatterjee, N., Parman, S.W. and Medard, E., 2006. The influence of H₂O on mantle wedge melting. *Earth and Planetary Science Letters*, 249(1-2): 74-89.
- Handley, H.K., Turner, S.P., Smith, I.E.M., Stewart, R.B. and Cronin, S.J., 2008. Rapid timescales of differentiation and evidence for crustal contamination at intra-oceanic arcs: Geochemical and U-Th-Ra-Sr-Nd isotopic constraints from Lopevi Volcano, Vanuatu, SW Pacific. *Earth and Planetary Science Letters*, 273(1-2): 184-194.
- Hart, S.R., 1984. A large-scale isotope anomaly in the Southern-Hemisphere mantle. *Nature*, 309(5971): 753-757.
- Hauri, E.H., Wagner, T.P. and Grove, T.L., 1994. Experimental and natural partitioning of Th, U, Pb and other trace-elements between garnet, clinopyroxene and basaltic melts. *Chemical Geology*, 117(1-4): 149-166.
- Hawkesworth, C.J., Turner, S.P., McDermott, F., Peate, D.W. and vanCalsteren, P., 1997. U-Th isotopes in arc magmas: Implications for element transfer from the subducted crust. *Science*, 276(5312): 551-555.
- Hermann, J. and Spandler, C.J., 2008. Sediment melts at sub-arc depths: An experimental study. *Journal of Petrology*, 49(4): 717-740.
- Heyworth, Z., Knesel, K.M., Turner, S.P. and Arculus, R.J., 2011. Pb-isotopic evidence for rapid trench-parallel mantle flow beneath Vanuatu. *Journal of the Geological Society*, 168(1): 265-271.
- Hildreth, W. and Moorbath, S., 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98(4): 455-489.
- Hofmann, A.W. and White, W.M., 1982. Mantle plume from ancient oceanic-crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 57(2): 421-436.
- Huchon, P., Gracia, E., Ruellan, E., Joshima, M. and Auzende, J.M., 1994. Kinematics of active spreading in the central North Fiji Basin (Southwest Pacific). *Marine Geology*, 116(1-2): 69-87.
- Jochum, K.P. and Brueckner, S.M., 2008. Reference Materials in Geoanalytical and Environmental Research - Review for 2006 and 2007. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 32(4): 405-452.
- Johnson, M.C. and Plank, T., 1999. Dehydration and melting experiments constrain the fate of subducted sediments. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 1.

- Kempton, P.D., Pearce, J.A., Barry, T.L., Fitton, J.G., Langmuir, C. and Christie, D.M., 2002. Sr-Nd-Pb-Hf isotope results from ODP Leg 187: Evidence for mantle dynamics of the Australian-Antarctic Discordance and origin of the Indian MORB source. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 3.
- Kessel, R., Schmidt, M.W., Ulmer, P. and Pettke, T., 2005. Trace element signature of subduction-zone fluids, melts and supercritical liquids at 120-180 km depth. *Nature*, 437(7059): 724-727.
- Langmuir, C.H., Bender, J.F., Bence, A.E., Hanson, G.N. and Taylor, S.R., 1977. Petrogenesis of basalts from Famous area - Mid-Atlantic Ridge. *Earth and Planetary Science Letters*, 36(1): 133-156.
- Laporte, C., Briquieu, L., Cluzel, D. and Eissen, J.P., 1998. Isotopic gradient along the New Hebrides arc (Vanuatu, SW Pacific). Collision of the d'Entrecasteaux Zone and heterogeneity of mantle sources. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences II Fascicule A - Science de la Terre et des Planètes*, 326(2): 101-106.
- MacFarlane, A., Carney, J.N., Crawford, A.J. and Greene, H.G., 1988. Vanuatu - A review of the onshore geology. In: Greene, H.G.W.F.L. (Ed.), *Geology and offshore resources of Pacific Island Arcs - Vanuatu region*. Earth Science Series. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Houston, TX, United States (USA), pp. 24-68.
- Manhès, G., Allègre, C.J. and Provost, A., 1984. U-Th-Pb systematics of the eucrite juvinas - Precise age-determination and evidence for exotic lead. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48(11): 2247-2264.
- Mann, P. and Taira, A., 2004. Global tectonic significance of the Solomon Islands and Ontong Java Plateau convergent zone. *Tectonophysics*, 389(3-4): 137-190.
- McCulloch, M.T. and Gamble, J.A., 1991. Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism. *Earth and Planetary Science Letters*, 102(3-4): 358-374.
- McDonough, W.F. and Sun, S.S., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120(3-4): 223-253.
- McKenzie, D. and O'Nions, R.K., 1991. Partial melt distributions from inversion of Rare-Earth Element concentrations. *Journal of Petrology*, 33(6): 1453-1453.
- Meffre, S. and Crawford, A.J., 2001. Collision tectonics in the New Hebrides arc (Vanuatu). *Island Arc*, 10(1): 33-50.
- Métrich, N., Allard, P., Aiuppa, A., Bani, P., Bertagnini, A., Shinohara, H., Parello, F., Di Muro, A., Garaebiti, E., Belhadj, O. and Massare, D., 2011. Magma and Volatile Supply to Post-collapse Volcanism and Block Resurgence in Siwi Caldera (Tanna Island, Vanuatu Arc). *Journal of Petrology*, 52(6): 1077-1105.
- Meyzen, C.M., Blichert-Toft, J., Ludden, J.N., Humler, E., Mevel, C. and Albarède, F., 2007. Isotopic portrayal of the Earth's upper mantle flow field. *Nature*, 447(7148): 1069-1074.
- Mitchell, A.H.G. and Warden, A.J., 1971. Geological evolution of the New Hebrides island arc. *Journal of the Geological Society*, 127: 501-529.
- Monzier, M., Danyushevsky, L.V., Crawford, A.J., Bellon, H. and Cotten, J., 1993. High-Mg andesites from the southern termination of the New-Hebrides island-arc (SW Pacific). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 57(3-4): 193-217.
- Monzier, M., Robin, C., Eissen, J.P. and Cotten, J., 1997. Geochemistry vs. seismo-tectonics along the volcanic New Hebrides Central Chain (Southwest Pacific). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 78(1-2): 1-29.
- Pascal, G., Isacks, B.L., Baranzangi, M. and Dubois, J., 1978. Precise relocalisations of earthquakes and seismotectonics of the New Hebrides island arc. *Journal of Geophysical Research*, 83: 4957-4973.
- Peacock, S.M., 1990. Fluid processes in subduction zones. *Science*, 248(4953): 329-337.
- Pearce, J.A., Kempton, P.D. and Gill, J.B., 2007. Hf-Nd evidence for the origin and distribution of mantle domains in the SW Pacific. *Earth and Planetary Science Letters*, 260(1-2): p 98-114.
- Peate, D.W., Baker, J.A., Jakobsson, S.P., Waight, T.E., Kent, A.J.R., Grassineau, N.V. and Skovgaard, A.C., 2009. Historic magmatism on the Reykjanes Peninsula, Iceland: a snap-shot of melt generation at a ridge segment. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 157(3): 359-382.

- Peate, D.W., Pearce, J.A., Hawkesworth, C.J., Colley, H., Edwards, C.M.H. and Hirose, K., 1997. Geochemical variations in Vanuatu arc lavas: the role of subducted material and a variable mantle wedge composition. *Journal of Petrology*, 38(10): 1331-1358.
- Peccerillo, A. and Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic-rocks from Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58(1): 63-81.
- Pelletier, B., Calmant, S. and Pillet, R., 1998. Current tectonics of the Tonga New Hebrides region. *Earth and Planetary Science Letters*, 164(1-2): 263-276.
- Picard, C., Monzier, M., Eissen, J.-P. and Robin, C., 1995. Concomitant evolution of tectonic environment and magma geochemistry, Ambrym volcano (Vanuatu, New Hebrides arc). In: Smellie, J.L. (Ed.), *Volcanism associated with extension at consuming plate margin*. Geological Society of America, Special Publication, pp. 135-154.
- Plank, T., 2005. Constraints from thorium/lanthanum on sediment recycling at subduction zones and the evolution of the continents. *Journal of Petrology*, 46(5): 921-944.
- Price, R.C. and Kroenke, L.W., 1991. Tectonics and magma genesis in the northern North Fiji Basin. *Marine Geology*, 98(2-4): 241-258.
- Prouteau, G., Scaillet, B., Pichavant, M. and Maury, R., 2001. Evidence for mantle metasomatism by hydrous silicic melts derived from subducted oceanic crust. *Nature*, 410(6825): 197-200.
- Raos, A.M. and Crawford, A.J., 2004. Basalts from the Efate Island Group, central section of the Vanuatu arc, SW Pacific: geochemistry and petrogenesis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 134(1-2): 35-56.
- Richard, P., Shimizu, N. and Allègre, C.J., 1976. Nd143/Nd146 A natural tracer - Application to oceanic basalt. *Earth and Planetary Science Letters*, 31(2): 269-278.
- Shaw, D.M., 1970. Trace element fractionation during anatexis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 34(2): 237-243.
- Shimizu, N. and Kushiro, I., 1975. Partitioning of rare-earth elements between garnet and liquid at high-pressures - Preliminary experiments. *Geophysical Research Letters*, 2(10): 413-416.
- Sorbadere, F., Schiano, P., Métrich, N. and Garaebiti, E., 2011. Insights into the origin of primitive silica-undersaturated arc magmas of Aoba volcano (Vanuatu arc). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 162(5): 995-1009.
- Stalder, R., Foley, S.F., Brey, G.P. and Horn, I., 1998. Mineral aqueous fluid partitioning of trace elements at 900-1200 degrees C and 3.0-5.7 GPa: New experimental data for garnet, clinopyroxene, and rutile, and implications for mantle metasomatism. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62(10): 1781-1801.
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes, *Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts*. Geological Society, London, Special Publications., pp. 313-345.
- Tatsumi, Y., Hamilton, D.L. and Nesbitt, R.W., 1986. Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas - Evidence from high-pressure experiments and natural rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 29(1-4): 293-309.
- Taylor, F.W., Baevis, M.G., Schutz, B.E., Kuang, D., Recy, J., Calmant, S., Charley, D., Regnier, M., Perin, B., Jackson, M. and Reichenfeld, C., 1995. Geodetic measurements of convergence at the New-Hebrides-island arc indicate arc fragmentation caused by an impinging aseismic ridge. *Geology*, 23(11): 1011-1014.
- Turner, S.P., Peate, D.W., Hawkesworth, C.J., Eggins, S.M. and Crawford, A.J., 1999. Two mantle domains and the time scales of fluid transfer beneath the Vanuatu arc. *Geology*, 27(11): 963-966.
- Warden, A.J., 1967. The 1963-65 eruption of Lopevi Volcano (New Hebrides). *Bulletin of volcanology*, 30: 277-306.
- Williams, C.E. and Curtis, R., 1964. The eruption of Lopevi, New Hebrides, July 1960. *Bulletin of volcanology*, 27: 423-433.
- Woodhead, J.D., 1989. Geochemistry of the mariana arc (Western Pacific) - Source composition and processes. *Chemical Geology*, 76(1-2): 1-24.
- Yang, Y.H., Zhang, H.F., Chu, Z.Y., Xie, L.W. and Wu, F.Y., 2010. Combined chemical separation of Lu, Hf, Rb, Sr, Sm and Nd from a single rock digest and precise and accurate isotope

Chapitre IV – Temporal Source Evolution and Crustal Contamination at Lopevi Volcano,
Vanuatu Island Arc

determinations of Lu-Hf, Rb-Sr and Sm-Nd isotope systems using Multi-Collector ICP-MS and TIMS. *International Journal of Mass Spectrometry*, 290(2-3): 120-126.

***Chapitre V – Evolution temporelle de la source
des magmas de l'île de Gaua***

I. Introduction.....	195
II. Contexte géologique.....	195
II.1. Contexte régional	195
II.2. L’île de Gaua	197
III. Echantillonnage & Méthodes	201
IV. Résultats	202
IV.1. La minéralogie des laves	202
IV.1.1 Les massifs anciens.....	202
IV.1.2. Le cône principal	203
IV.1.3. La série pyroclastique et les cônes adventifs	203
IV.1.4. Le Mont Garet	203
IV.2. Les éléments majeurs et traces	203
IV.2.1. Les éléments majeurs.....	203
IV.2.2. Les éléments traces	206
IV.3. Les isotopes.....	209
V. Discussion	212
V.1. Différenciation magmatique des laves.....	212
V.1.1. Cristallisation fractionnée	212
V.1.2. Assimilation crustale et cristallisation fractionnée	214
V.2. Variation de source.....	214
V.2.1. Deux sources distinctes	215
V.2.2. Composant de subduction	216
V.2.3. Taux de fusion partielle	219
V.2.4. Origine et implications volcanologiques	221
VI. Conclusion.....	222

I. Introduction

L'île de Gaua, également appelée Santa Maria, est un strato-volcan actif depuis au moins 1,8 Ma (Mallick et Ash, 1975 ; Monjaret, 1989), localisé proche de la zone de collision avec la ride D'Entrecasteaux et le plateau Ouest Torrès dans la partie septentrionale de l'arc du Vanuatu (Fig. V.1). Cette île a connu très récemment, probablement il y a moins de 10 000 ans, une éruption paroxysmale majeure avec l'émission au cours de cet événement de 7 km³ de téphras volcaniques, conduisant à un effondrement caldérique de la partie sommitale de l'île (Robin et al., 1995). Depuis cet épisode, l'activité de l'île perdure au travers des éruptions du jeune volcan actif du Mont Garet qui s'est édifié dans la caldera.

Cette île se distingue à l'échelle de l'arc par le caractère alcalin de ses magmas présentant des teneurs élevées en K₂O (DeLong et al., 1975), et par des teneurs élevées en LILE (Rb, Ba, K, Pb, Sr) et en terres rares légères. Ce sont les plus forts enrichissements élémentaires observés dans l'archipel. L'île de Gaua se singularise également par la composition isotopique de ses laves qui possèdent des rapports assez radiogéniques en ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr et peu radiogéniques en ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd par rapport à l'arc dit « normal » du Vanuatu ainsi que les rapports ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb les plus faibles de l'archipel (Briqueu et Lancelot, 1983 ; Briqueu et al., 1994 ; Peate et al., 1997 ; Laporte et al., 1998). Cette anomalie géochimique à l'échelle de l'arc des compositions élémentaires et isotopiques des laves a été souvent reliée plus ou moins directement à l'effet de la collision de la ride D'Entrecasteaux, cependant l'origine de cette anomalie reste encore mal comprise. De plus, une nette variation de la signature géochimique est observée à l'échelle de l'île entre les laves pré- et syn-caldéra et les laves post-caldéra du Mont Garet qui présentent un appauvrissement significatif en K₂O (Robin et al., 1995).

Les études géochimiques les plus récentes de l'île de Gaua (Peate et al., 1997 ; Laporte et al., 1998 ; Turner et al., 1999 ; Pearce et al., 2007) ont essentiellement porté sur l'analyse des magmas les plus primaires dans le cadre d'investigations portant sur l'ensemble de l'archipel. Les variations géochimiques enregistrées à l'échelle de l'île n'ont été que peu étudiées.

II. Contexte géologique

II.1. Contexte régional

L'île de Gaua se situe sur le rebord nord du bassin intra-arc Nord Aoba, une zone fortement influencée par la collision/subduction de la ride D'Entrecasteaux (MacFarlane et al., 1988) et celle du plateau Ouest Torrès (Taylor, 1992 ; Meffre et Crawford, 2001) (Fig. V.1).

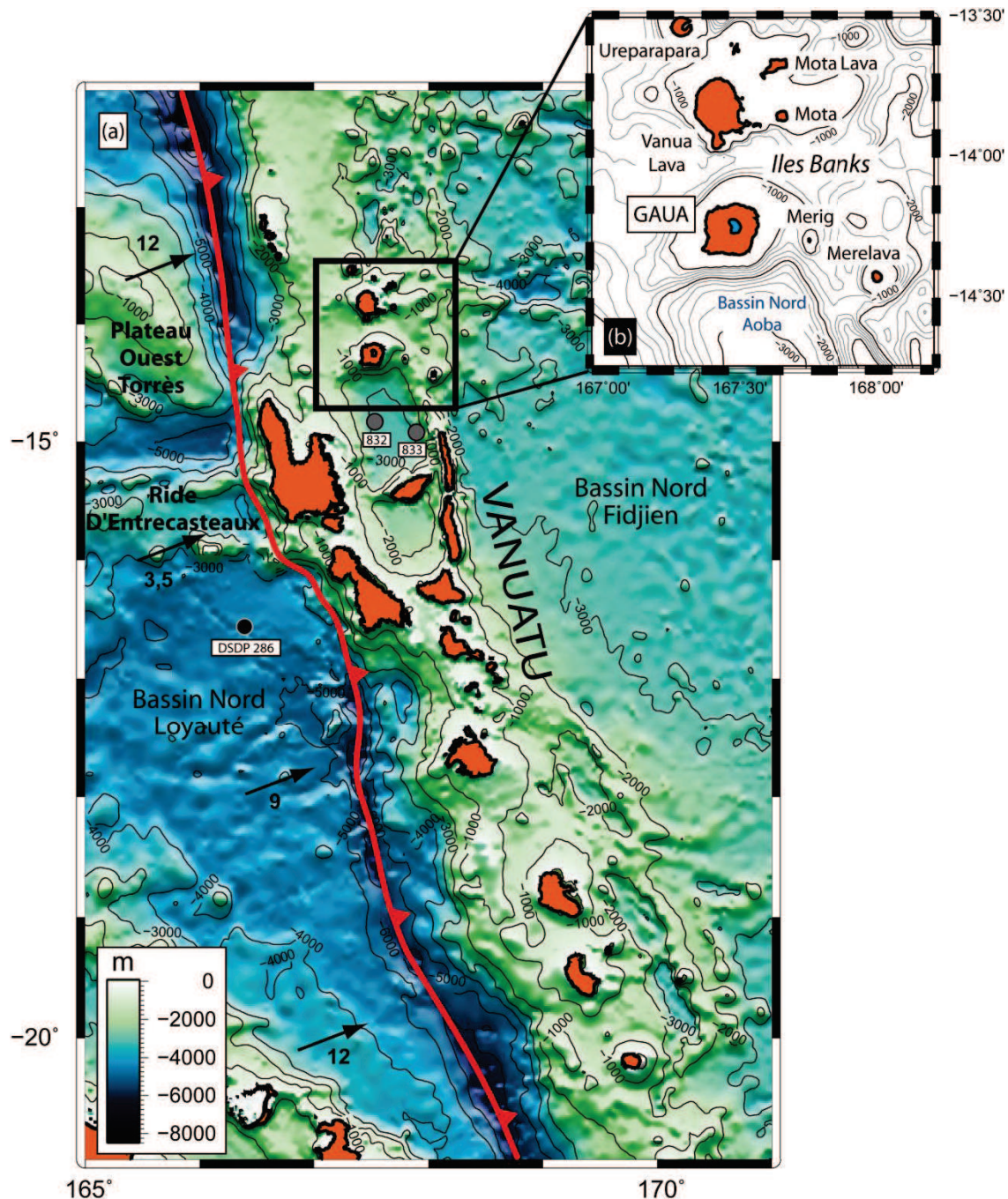


Figure V.1 : (a) Carte bathymétrique de l'arc du Vanuatu, réalisée à partir des données de la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) avec le logiciel Global Mapping Tools (GMT). La ligne épaisse rouge avec des triangles représente la fosse de subduction. Les îles sont représentées en orange. Les flèches représentent le mouvement de convergence de la plaque indo-australienne. Les taux de convergence sont indiqués en cm/a et proviennent de données GPS (Calmant et al., 2003). Les lignes fines noires représentent les isobathes, dont la profondeur est indiquée en mètres. Le rond noir correspond au forage Deep Sea Drilling Project 286 du bassin Nord Loyauté. Les deux ronds gris correspondent aux forages Ocean Drilling Program 832 et 833 du bassin Nord Aoba. Le carré noir représente la zone agrandie dans l'encart. (b) L'encart correspond à l'agrandissement de la carte bathymétrique. Les îles sont représentées en orange. La zone bleue au niveau de l'île de Gaua représente le lac Letas.

Tandis que le taux de convergence atteint 12 cm/a dans la partie sud de l'arc, cette confrontation induit le ralentissement de la vitesse de la plaque Inde-Australie à 3,5 cm/a dans la partie centrale de l'arc (Calmant et al., 2003). Au nord du plateau Ouest Torrès les vitesses sont de nouveau plus élevées et atteignent 12 cm/a.

Gaua se situe à ~ 135 km de la fosse de subduction. Le toit du panneau plongeant est localisé très profondément sous l'île entre 186 et 220 km selon les auteurs (Pascal et al., 1978 ; Monzier et al., 1997 ; Syracuse et Abers, 2006). La lithosphère indo-australienne plonge avec un angle d'inclinaison élevé estimé à ~ 70° dans cette partie de l'archipel (Pascal et al., 1978 ; Lallemand et al., 2005 ; Syracuse et Abers, 2006). En arrière de l'arc de Gaua, on trouve l'île inactive de Merig et l'île active de Merelava, respectivement situées à 165 km et à 190 km de la fosse (Fig. V.1b). Ces îles présentent dans leurs laves des enrichissements plus faibles en K₂O comparés à ceux de Gaua, ce qui va à l'encontre de ce qui est classiquement observé dans les arcs volcaniques (Barsdell et al., 1982).

II.2. L'île de Gaua

L'île de Gaua correspond à la partie émergée d'un stratovolcan de 2500 m de haut et de 45 km de diamètre. Cette île consiste principalement en un large cône émergé de 22 km de diamètre aux pentes douces, tronqué entre 500 et 690 m par une caldera centrale (8,5 km x 6 km) et délimitée par des failles dans deux directions principales N60°E et N140°E (Fig. V.2). Les vestiges d'un ancien volcan affleurent dans la partie sud ouest de l'île (Mallick et Ash, 1975). Les plus anciennes activités volcaniques connues sont apparues au cours du Pléistocène inférieur vers 1,8 et vers 0,7 Ma (Mallick et Ash, 1975 ; MacFarlane et al., 1988 ; Monjaret, 1989 ; Baker et Condcliffe, 1996).

La grande structure d'effondrement centrale est interprétée par Robin et al. (1995) comme étant directement liée à une éruption paroxysmale enregistrée par une volumineuse série pyroclastique (7 km³) présente sur les flancs du volcan autour de la caldera. Actuellement, cette caldera accueille le cône actif du Mont Garet (3 km de large, pour environ 350 m de haut, soit le point culminant de l'île à 797 m d'altitude). Celui-ci est entouré par le lac Letas en forme de croissant dont la profondeur atteint une centaine de mètres. Les activités historiques du Mont Garet correspondent à de courtes périodes récurrentes (allant de la journée au mois) entre 1962 et 1982, caractérisées par des éruptions explosives "mineures" (indice d'explosivité volcanique autour de 1 à 3) avec des coulées pyroclastiques associées. Plus récemment entre 2009 et 2010 de nouvelles explosions se sont produites, avec des retombées de ponces associées. Les flux de SO₂ mesurés au cours des récentes éruptions atteignent des valeurs élevées autour des 3 t/jour (Bani et al., 2012).

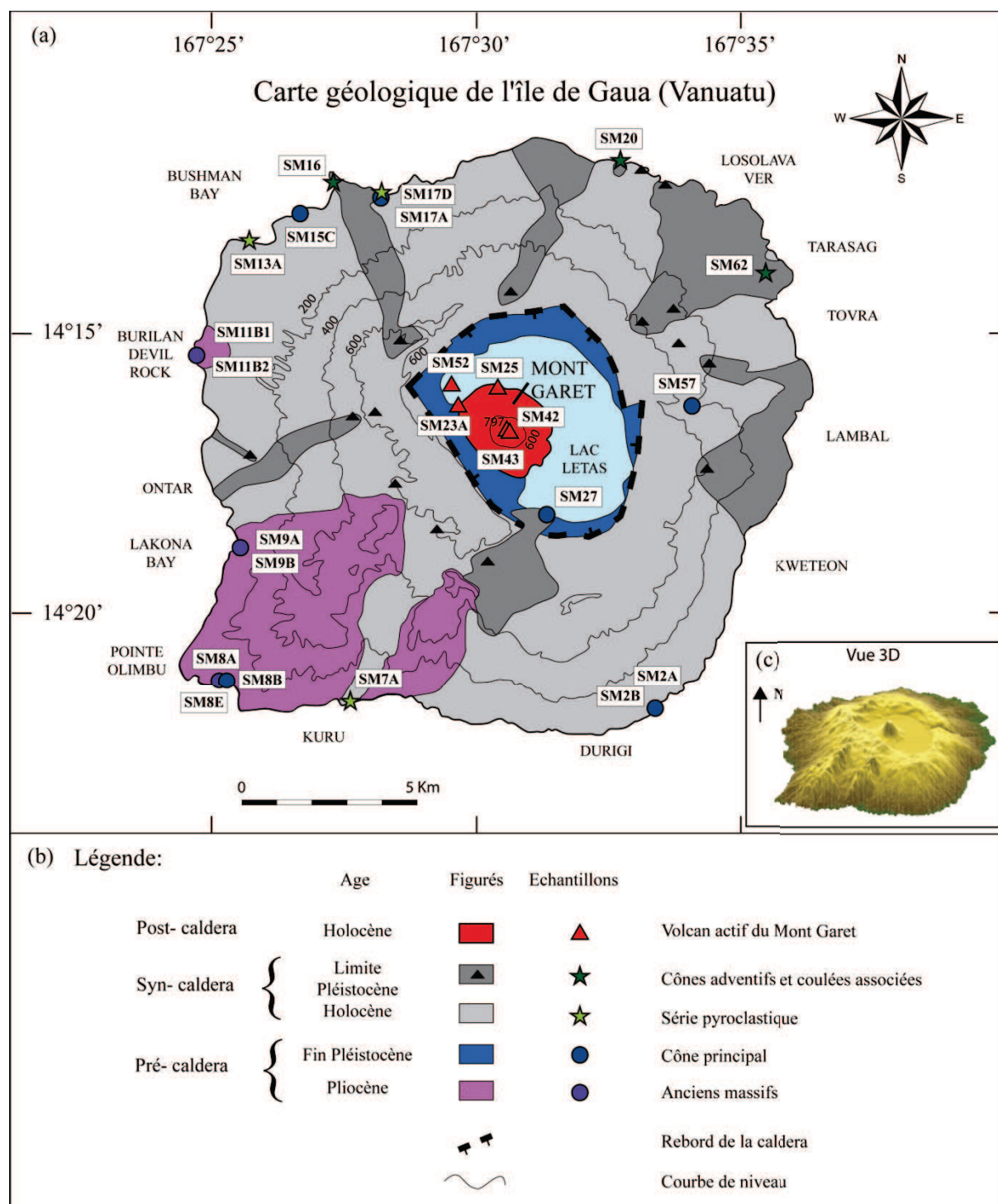


Figure V.2 : (a) Carte géologique simplifiée de l'île de Gaua, adaptée selon Robin et al. (1995). (b) Légende de la carte. (c) Modèle numérique de terrain en 3D réalisé à partir des données SRTM (Shuttle Radar Topography Mission), et du logiciel GMT (Generic Mapping Tools).

L'île de Gaua est un volcan principalement constitué de roches basiques. Il est marqué par plusieurs phases de construction aérienne décrites en détail pour la première fois par Mallick and Ash (1975). Si l'on résume le travail de ces auteurs :

(1) Les plus anciennes formations volcaniques de l'île proviennent des vestiges d'un grand édifice subaérien, de composition essentiellement basaltique, qui s'est construit au Pléistocène inférieur à l'emplacement de l'île actuelle. Ce vieil édifice est composé de deux « rides » volcaniques affleurant sur la côte sud-ouest de l'île constituant les « massifs anciens » et petits cônes de tuf, probablement plus tardifs, tels les collines de Burilan et de Devil Rock. Une longue phase d'interruption du volcanisme a ensuite suivi.

(2) Sur les vestiges de ce vieil édifice, à la fin du Pléistocène, le cône principal s'est mis en place, par empilement de coulées de laves inclinées faiblement de 6-9° et de composition basaltique à andésitique.

(3a) Le cône est nappé par une série pyroclastique probablement très jeune de 60 m d'épaisseur, recouvrant de façon circulaire les pentes externes de l'île, et décrite en détail et pour la première fois dans sa globalité, par les travaux de Robin et al. (1995). Ce dépôt de 7 km³ (volume déposé à terre) est composé principalement (i) de coulées pyroclastiques cendreuseuses indurées (incluant quelques lapillis, bombes scoriacées, ponces et des fragments de lithiques) d'une trentaine de mètres d'épaisseur dans sa partie basale, présentant un faciès massif à légèrement lité selon les affleurements et (ii) celles-ci sont recouvertes par un épais dépôt bien lité de retombées cendreuseuses mafiques d'une trentaine de mètres d'épaisseur, comprenant des couches de lapillis accréionnés alternant avec des épisodes de dépôt de surges. La partie superficielle du dépôt est composée d'un remarquable dépôt de retombées de ponces andésitiques. Aucune présence de sol n'a été observée au sein de ce dépôt indiquant une mise en place probablement très rapide. Des blocs d'obsidiennes dacitiques « volantes » constituant les roches les plus acides de l'île, sont également retrouvés dans des rivières, et doivent provenir d'un niveau situé dans les parties hautes de l'île. Ces obsidiennes sont interprétées comme ayant été émises au cours de l'éruption qui a généré cette série pyroclastique (Robin et al., 1995). Néanmoins leur origine n'est pas clairement comprise. Ce dépôt pyroclastique volumineux est l'enregistrement d'une éruption paroxysmale très récente, probablement de l'ordre de quelques milliers d'années maximum au vu des indices de terrain. Sa position géographique ainsi que sa répartition spatiale autour de la caldera, conduisent Robin et al. (1995) à réinterpréter l'effondrement lent de type hawaïen de la caldera suggéré par Mallick et Ash (1975). Ainsi durant cette éruption hydromagmatique majeure, un volume conséquent de magma a été émis à travers le cratère central provoquant d'une part la vidange d'une chambre magmatique stratifiée en composition et d'autre part à l'effondrement de la partie supérieure du volcan.

(3b) À l'extérieur de la caldera, des petits cônes adventifs et des coulées de laves associées, de composition basaltique à andésitique, se sont mis en place le long de failles concentriques parallèles aux rebords de la caldera. Ces émissions latérales présentent des compositions chimiques similaires aux produits de la séquence pyroclastique, et correspondent probablement à la vidange tardive du réservoir à l'origine de l'éruption principale, le long des failles bordières de la caldera (Robin et al., 1995).

(4) Les dernières activités enregistrées de l'île sont localisées exclusivement à l'intérieur de la caldera. Le cône basaltique du Mont Gareth est actuellement le point où se concentre l'activité volcanique à Gaua. Il s'élève à 468 m au-dessus du plancher du lac Letas, présentant un accroissement de l'inclinaison de ses pentes de 7 ° au niveau de sa partie inférieure pour atteindre 25-30 ° dans sa partie supérieure (Fig. V.3).

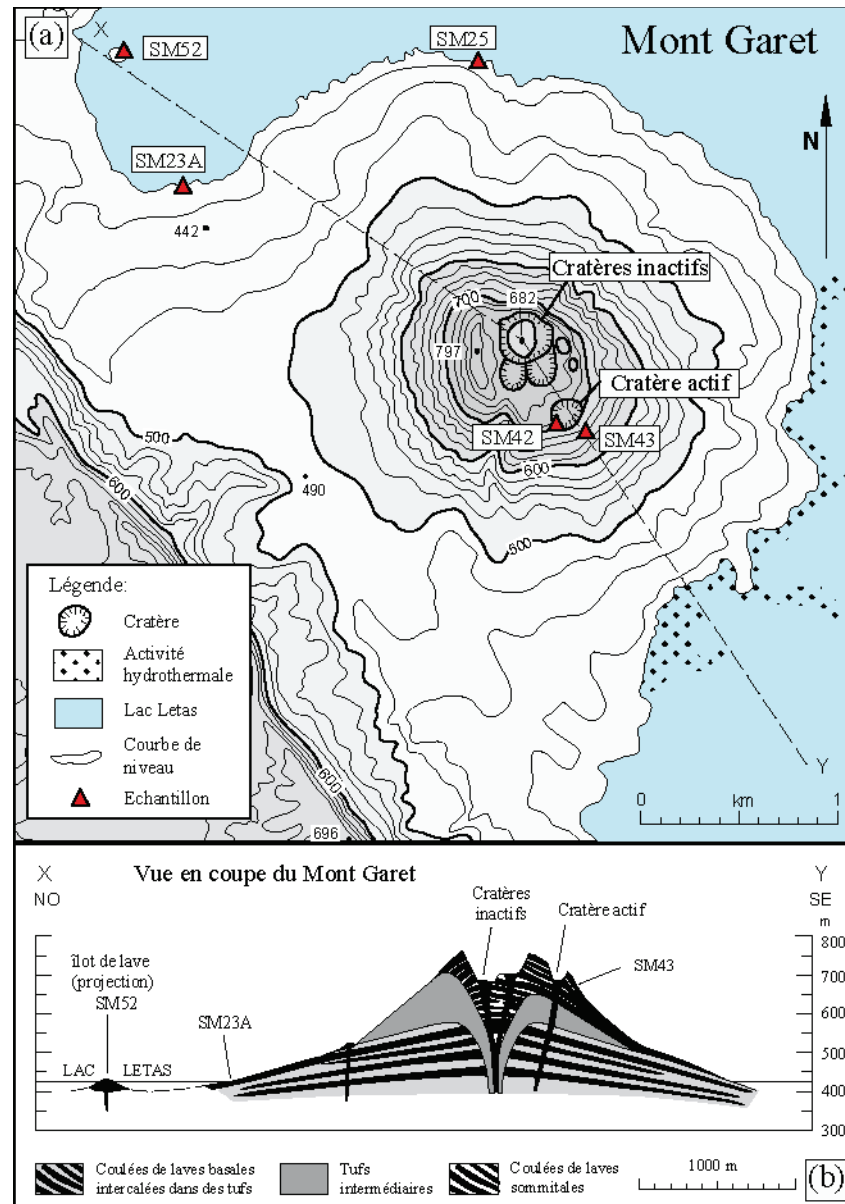


Figure V.3 : Carte topographique du Mont Gareth présentant sa morphologie. Les altitudes sont données en mètres. (b) Coupe géologique du Mont Gareth d'après une communication personnelle de Claude Robin.

Le Mont Gareth est composé de trois unités successives (Fig. V.3b): (i) un édifice de base avec des intercalations de coulées de lave et des lits de tufs (ii) un cône de tuf intermédiaire, dont la forme prédominante SE-NW reflète la direction des vents dominants (iii) une succession de coulées de lave, plus développées sur les pentes sud-est du volcan. Un petit plateau, sculpté par trois cratères inactifs (un grand et deux plus petits) caractérise la zone sommitale. Des lits de scories basaltiques, des

coulées de lave et des dykes sont exposés le long des parois de ces cratères. Une crête étroite, vestige probable de la paroi d'un cratère ancien, borde le côté ouest du plateau et correspond au point culminant (797 m). Deux petits cratères inactifs sont également présents sur le côté oriental du plateau. Le cratère sud-est correspond à l'évent actif. Il est localisé un peu au-dessous du plateau, et ses flancs exposent plusieurs coulées de laves basaltiques. Une activité hydrothermale est parfois observée par une coloration du lac Letas au niveau du flanc est (Fig. V.3a).

III. Echantillonnage & Méthodes

Une campagne de terrain (VOLVAN) a été menée du 11 au 21 juillet 1992 sur l'île de Gaua par une équipe de chercheurs de l'Orstom dirigée par Michel Monzier. Au cours de cette mission, les membres de l'équipe ont échantillonné les produits volcaniques appartenant aux différentes phases volcaniques de l'île, soit en tout 84 échantillons de coulées de laves et de produits pyroclastiques. Les échantillons du Mont Garet sont tous antérieurs à 1962, et les roches les plus anciennes datent du Pléistocène inférieur. Des analyses minéralogiques ont été réalisées par microsonde électronique. Des analyses en éléments majeurs et en quelques éléments en traces (Rb, Ba, Sr, Nb, Zr, Y, La, Nd, Eu, Dy, Er, Yb) ont été effectuées selon le protocole décrit dans Robin et al. (1995). Les analyses chimiques en éléments majeurs de ces échantillons couvrent la quasi-totalité des variations géochimiques connues de l'île et de l'arc des Vanuatu (Fig. V.4). La roche la plus primitive de Gaua (G20) est reportée par Turner et al. (1999) et présente une teneur en SiO_2 de 46,57 %, tandis que la roche la moins différenciée de la campagne VOLVAN (SM8E) a une teneur en SiO_2 de 48,28 %. Dix analyses isotopiques de Sr, Nd et Pb ont été réalisées sur des échantillons provenant de cette mission par Laporte et al. (1998).

Sur la base des analyses chimiques publiées par Robin et al. (1995) et celles non publiées fournies par Claude Robin, nous avons sélectionné 24 échantillons appartenant aux différentes phases volcaniques de l'île, et couvrant l'ensemble des variations géochimiques de l'édifice volcanique (notamment dans un diagramme SiO_2 vs K_2O , Fig. V.5) pour réaliser des analyses d'éléments en trace, ainsi que des analyses isotopiques en Sr, Nd, Pb, et Hf sur poudre. La poudre d'un bloc dacitique (GA21), analysée en éléments majeurs et en éléments en trace au CRPG de Nancy, a été fournie par Nicole Métrich (IPGP, Paris) pour une analyse isotopique de Sr et Pb. La gamme de compositions des échantillons de cette nouvelle étude s'étend ainsi des basaltes jusqu'aux dacites et comprend des échantillons des vieux massifs de Gaua, du cône principal, de la série pyroclastique, des cônes adventifs et du Mont Garet (pré-1962).

Les échantillons choisis pour l'analyse chimique et isotopique sont en grande majorité frais et présentent des pertes au feu inférieures à 1 % sans signes particuliers d'altération en lame mince. Cependant 7 échantillons (SM2A, SM7A, SM8A, SM8B, SM11B2, SM17D, SM52) présentent des

pertes au feu comprises entre 1 et 3 %, et quelques signes d'altération en lame mince, notamment en bordure des olivines (légèrement hiddingsitisées), plus rarement au niveau des pyroxènes et avec quelques fantômes de plagioclases. L'altération se manifeste également par quelques traces rouges (probablement des oxydes de fer) en bordure des vacuoles, et parfois au niveau du verre et des microlithes (cf. Annexe 2, figure A2.1).

Les traces d'altération étant relativement mineures, l'analyse isotopique des échantillons a tout d'abord été réalisée sans leaching. Six échantillons (SM2A, SM8A, SM8B, SM8E, SM17D et SM13A) présentaient des valeurs très faibles des rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ comparées aux autres valeurs mesurées (cf. Chapitre II, Tableau II.8). Une deuxième analyse a été réalisée sur ces 6 échantillons, après un leaching de quelques gouttes d'acide HBr concentré ultra-pur pendant 5 minutes sous ultrasons. Les nouvelles valeurs obtenues sont très proches de la gamme de variation des autres échantillons de Gaua. L'altération des roches de Gaua reste faible et aucune corrélation n'est observée entre les valeurs de LOI et les rapports isotopiques ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (leachés)), suggérant que l'altération n'a pas modifié sensiblement les signatures isotopiques (cf. Annexe 2, Fig. A2.2).

IV. Résultats

IV.1. La minéralogie des laves

La paragenèse des laves de Gaua est composée d'olivine, de clinopyroxène, de feldspath plagioclase et d'oxydes ferro-titanés (cf. Annexe 2, Tableau A2.1).

IV.1.1 Les massifs anciens

Les échantillons basaltiques sont très porphyriques, plus ou moins vésiculés, avec une matrice vitreuse à microcristallisée. Les échantillons les plus basiques contiennent des phénocristaux millimétriques automorphes à sub-automorphes de clinopyroxène et d'olivine (parfois altérées en bordure par une petite bande rouge), tandis que les moins basiques contiennent des phénocristaux de clinopyroxène et de plagioclase en baguette ainsi que des petites olivines légèrement altérées. La matrice des basaltes est constituée de microlithes de clinopyroxène, de plagioclase en baguette et d'oxyde ferro-titanés. Nous disposons de sept points d'analyse microsonde des minéraux d'un basalte (SM5 ; 50,77 % SiO_2) provenant des massifs anciens. Il contient des phénocristaux d'olivine (Fo_{76-64}), de clinopyroxène ($\text{En}_{45}\text{-Wo}_{49}\text{-Fs}_7$ à $\text{En}_{44}\text{-Wo}_{45}\text{-Fs}_{10}$), et de plagioclase (An_{63-40}). Les andésites basaltiques sont assez pauvres en phénocristaux, plus ou moins vésiculées et leur matrice est vitreuse à microcristallisée. De rares phénocristaux automorphes à sub-automorphes de clinopyroxène et de plagioclase (tabulaires ou en baguettes) sont observés, tandis que les microlithes sont essentiellement représentés par des plagioclases en baguettes et par des oxydes. L'échantillon andésitique est très

vitreux, vésiculé et quasiment aphyrique. De rares microlithes de plagioclase (An_{46-38}) et de clinopyroxène sont présents au sein du verre matriciel.

IV.1.2. Le cône principal

Les basaltes sont constitués de phénocristaux automorphes à sub-automorphes d'olivine (Fo_{62-61} , deux points d'analyse d'un seul cristal), de clinopyroxène ($En_{45}-Wo_{49}-Fs_8$ à $En_{42}-Wo_{44}-Fs_{13}$) et de plagioclase (An_{90-82}), tandis que les andésites basaltiques sont constituées de phénocristaux d'olivine (Fo_{71-57}), de clinopyroxène ($En_{45}-Wo_{52}-Fs_5$ à $En_{41}-Wo_{44}-Fs_{14}$) et de plagioclase (An_{69-40}). Les andésites, dépourvues d'olivines, sont constituées de phénocristaux de clinopyroxène ($En_{45}-Wo_{48}-Fs_7$ à $En_{38}-Wo_{45}-Fs_{15}$) et de plagioclase (An_{62-36}). Nous ne disposons pas d'analyse de microcristaux.

IV.1.3. La série pyroclastique et les cônes adventifs

La plupart des clastes juvéniles provenant de la série pyroclastique sont aphyriques ou pauvres en cristaux (2 à 6 % de cristaux). Les compositions minéralogiques des laves de la série pyroclastique et des cônes adventifs sont très similaires, et sont donc décrites conjointement. Les basaltes sont constitués de phénocristaux d'olivine (Fo_{75-65}), de clinopyroxène ($En_{45}-Wo_{49}-Fs_7$ - $En_{42}-Wo_{48}-Fs_{10}$) et de plagioclase (An_{88-55}) tandis que les andésites basaltiques et les andésites sont constituées de phénocristaux d'olivine (Fo_{70-59} , absentes dans les andésites), de clinopyroxène ($En_{43}-Wo_{48}-Fs_8$ à $En_{40}-Wo_{43}-Fs_{15}$) et de plagioclase (An_{62-40}).

IV.1.4. Le Mont Garet

Les laves du Mont Garet sont constituées de phénocristaux automorphes à sub-automorphes (100µm jusqu'à plusieurs mm) d'olivine (Fo_{80-71}), de clinopyroxène ($En_{45}-Wo_{48}-Fs_7$ à $En_{45}-Wo_{40}-Fs_{15}$), de plagioclase (An_{94-63}) entouré d'une matrice vitreuse à microcristallisée composée d'olivine (Fo_{79-53}), de clinopyroxène ($En_{45}-Wo_{48}-Fs_7$ à $En_{45}-Wo_{35}-Fs_{20}$), de plagioclase (An_{68-52}) et d'oxydes ferro-titanés (ulvo-spinelle et magnétite). Les phénocristaux d'olivine sont moins abondants que ceux de clinopyroxène et plagioclase. Les cristaux d'olivine et de clinopyroxène ne sont généralement pas zonés, tandis que les cristaux de plagioclase présentent des bordures légèrement moins riches en An que les cœurs. Les oxydes ferro-titanés sont pour la plupart inclus dans les phénocristaux de clinopyroxène, et moins fréquemment dans les cristaux d'olivine et de plagioclase.

IV.2. Les éléments majeurs et traces

IV.2.1. Les éléments majeurs

Si les roches volcaniques de Gaua présentent une gamme étendue de teneurs en silice de 48 à 65 % de SiO_2 en roche totale, elles sont néanmoins majoritairement composées d'une part importante

de produits basaltiques (Fig. V.4). Les laves pré-1962 du jeune Mont Garet sont uniquement représentées par des compositions basaltiques.

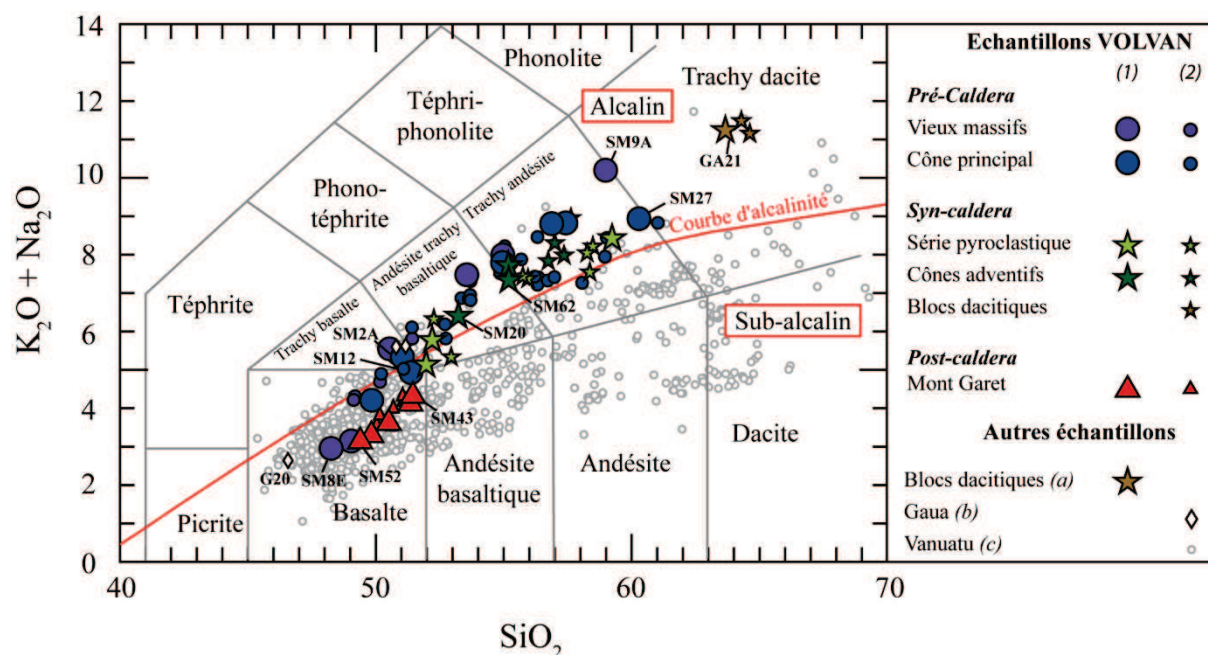


Figure V.4 : Diagramme TAS (Total Alkali Silica (Le Bas et al., 1986)), présentant la gamme de variation des laves de Gaua. (1) Les échantillons de cette étude sont marqués d'un grand symbole. (2) Les données marquées d'un petit symbole correspondent aux échantillons de la bibliographie (Georoc), ou à des données non publiées fournies par Claude Robin. (a) Bloc dacitique fourni par Nicole Métrich (IPGP, Paris). (b) Les données bibliographiques de l'île de Gaua marquées par un losange proviennent des études de Peate et al. (1997), Turner et al. (1999), et Pearce et al. (2007). (c) Les données bibliographiques du Vanuatu proviennent d'une compilation de la base de données Georoc et de données non publiées fournies par Claude Robin.

Les échantillons de Gaua sont très riches en éléments alcalins, principalement les plus différenciés ($> 52\%$ SiO_2) situés au-dessus de la courbe d'alcalinité dans le diagramme TAS (Fig. V.4). Ceci est remarquable à l'échelle de l'arc, car cette caractéristique n'est observée que sur l'île de Gaua et sur quelques laves provenant d'Erromango et d'Efate. L'analyse des éléments majeurs révèle des variations considérables en K_2O à l'échelle de l'île allant des séries calco-alcalines moyennement enrichies en K_2O , jusqu'à très enrichies en K_2O , localisées dans le champ des shoshonites (Fig. V.5) dans le diagramme de Peccerillo et Taylor (1976). Les roches de Gaua affichent ainsi des valeurs de K_2O parmi les plus élevées du Vanuatu, typiques des magmas émis proches de la zone de collision avec la ride D'Entrecasteaux (Monzier et al., 1997 ; Peate et al., 1997).

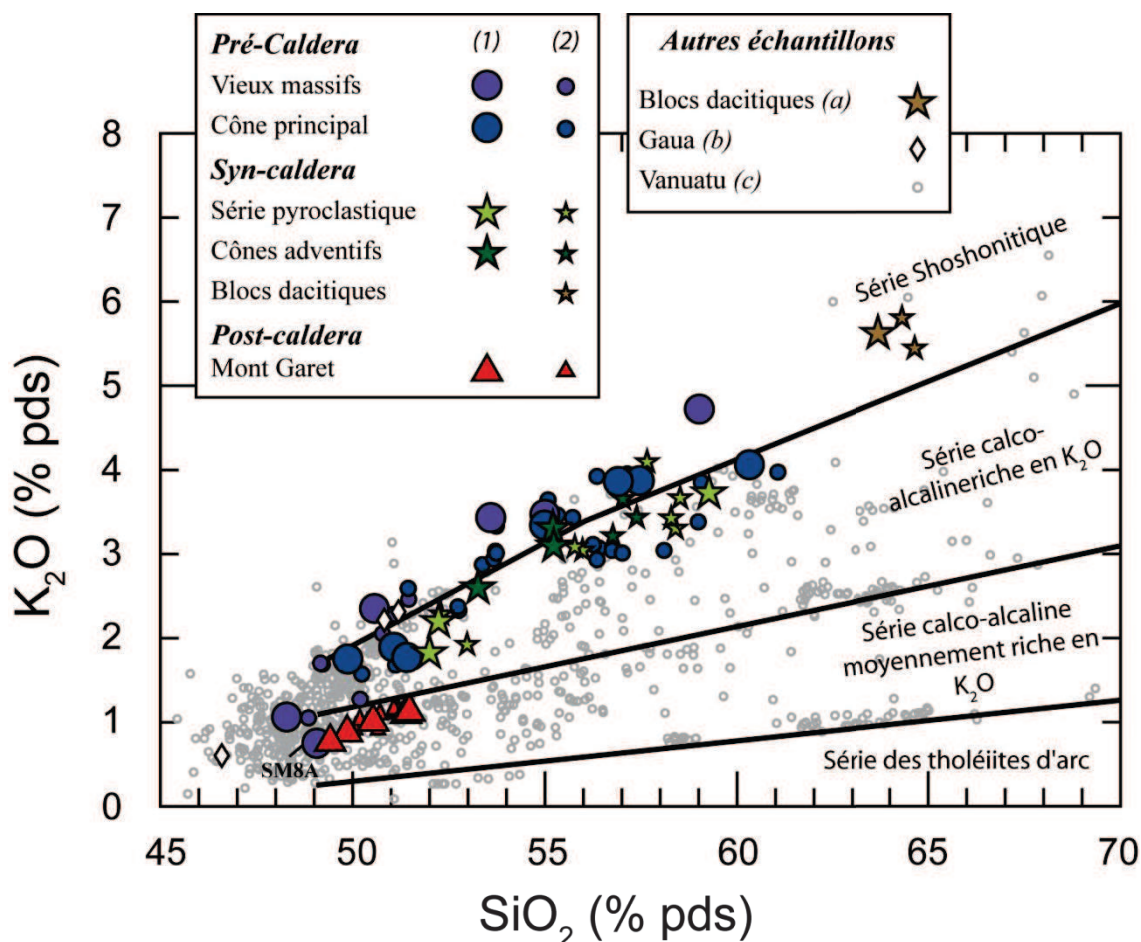


Figure V.5 : Diagramme K_2O versus SiO_2 (en % poids) illustrant la diversité des laves de Gaua et leur caractère potassique comparé aux laves du Vanuatu. Les champs proviennent de l'étude de Peccerillo et Taylor (1976). Le Mont Garet se distingue par des teneurs plus faibles en K_2O . Pour la légende, voir celle de la figure V.4.

Les roches moyennement enrichies en potassium sont représentées exclusivement par les laves du Mont Garet, à l'exception de l'échantillon SM8A, tandis que les roches plus anciennes (pré- et syn-caldera), plus hétérogènes, se positionnent entre le champ des laves enrichies en potassium et celui des shoshonites.

Dans des diagrammes binaires d'éléments majeurs (Fig. V.6), MgO , Fe_2O_3 , et CaO montrent une corrélation négative avec SiO_2 , tandis que Na_2O (non montré), et K_2O présentent des corrélations positives avec une légère inflexion autour de 51% de SiO_2 . La teneur en Al_2O_3 augmente fortement jusqu'à 51 % de SiO_2 , puis chute légèrement pour des valeurs plus élevées. Les basaltes SM8A et SM8E appartenant aux massifs anciens comportent de fortes teneurs en MgO atteignant 8 - 11%, et correspondent aux roches les plus primaires de l'île que nous ayons à notre disposition. Les laves post-caldera du Mont Garet se distinguent des produits volcaniques plus anciens, notamment par des compositions plus enrichies en Al_2O_3 et plus appauvries en P_2O_5 et en K_2O .

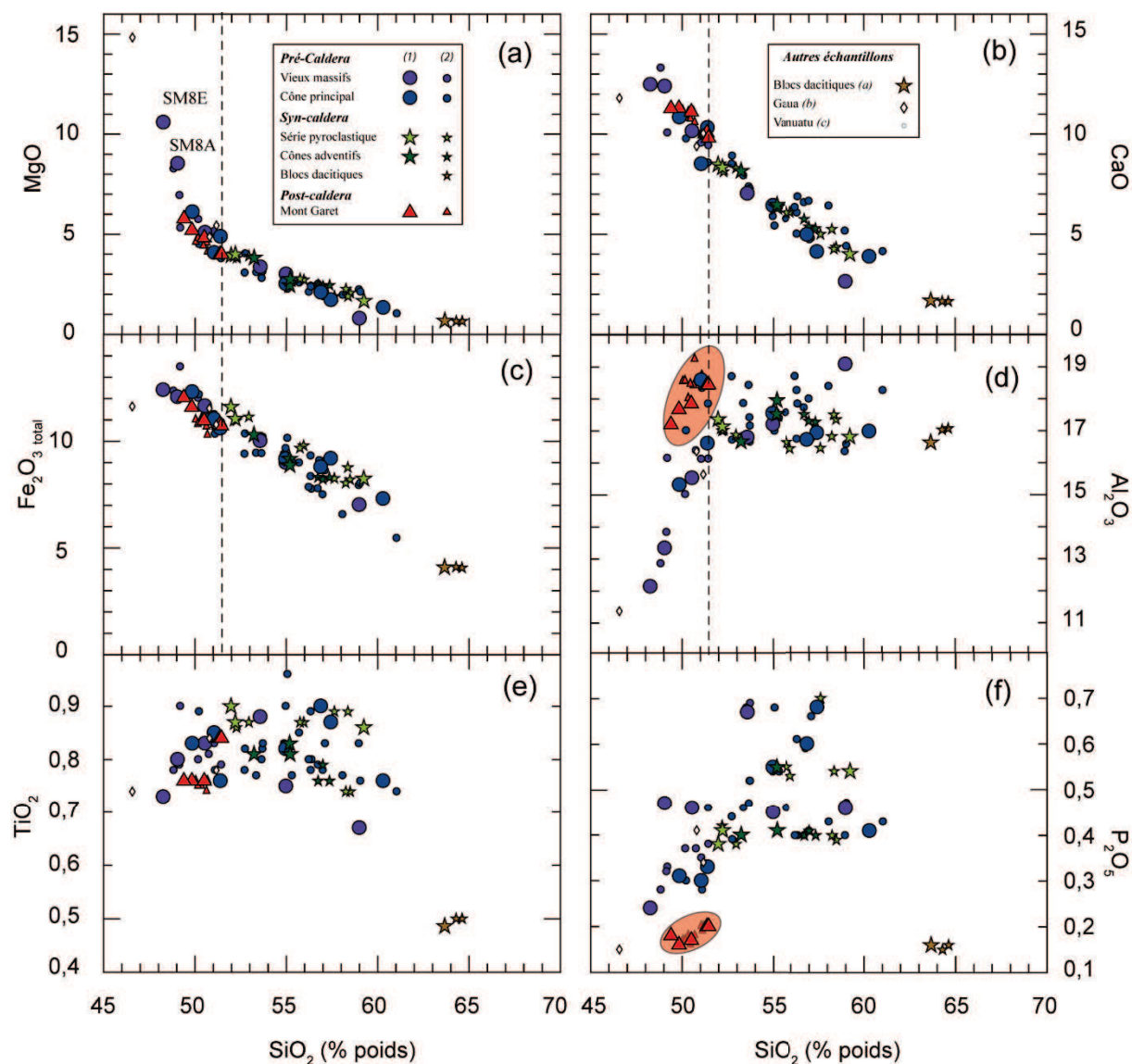


Figure V.6 : Diagrammes binaires d'éléments majeurs (a) MgO (b) CaO (c) Fe_2O_3 total (d) Al_2O_3 (e) TiO_2 (f) P_2O_5 en fonction de la teneur en SiO_2 (en % poids, recalculés à 100% en base anhydre). La ligne de tirets indique une rupture de pente des données.

IV.2.2. Les éléments traces

Les laves de Gaua montrent des spectres de terres rares normalisés aux chondrites, fractionnés (Fig. V.7), avec un fort enrichissement en terres rares légères comparées aux terres rares lourdes et des rapports $(\text{La}/\text{Yb})_N$ variant de 3 à 9. Les laves post-caldera du Mont Garet sont significativement moins enrichies en terres rares légères que les laves plus anciennes. Une légère anomalie négative en Eu tend à se développer dans les produits de plus en plus différenciés.

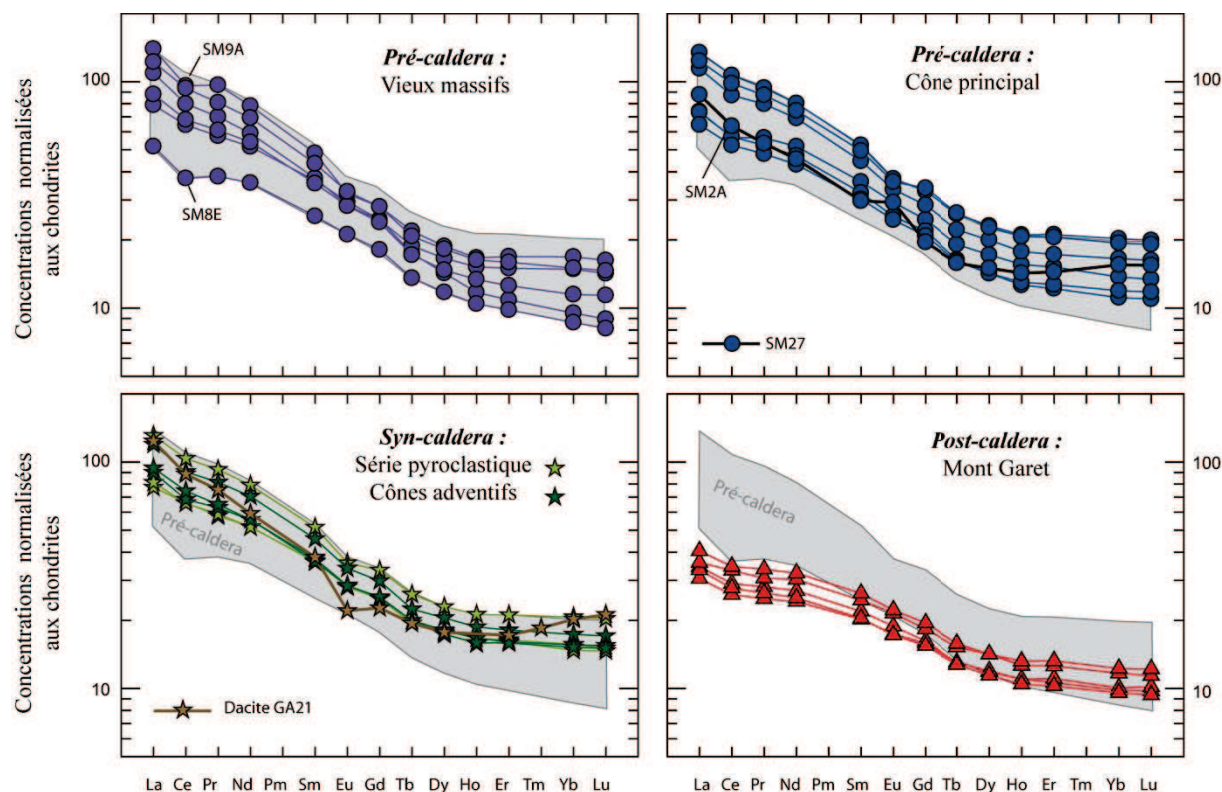


Figure V.7 : Spectres de terres rares normalisés aux chondrites (McDonough et Sun, 1995). Le champ grisé représente les compositions des laves pré-caldera de cette étude.

Les laves de Gaua présentent un spectre d'éléments en trace étendu normalisé à un N-MORB typique de magma d'arc avec un enrichissement en éléments mobiles dans les fluides (Rb, Ba, U, K, Pb, Sr), ainsi qu'un appauvrissement en HFSE (Nb, Ta, Hf, Zr, Ti) par rapport aux terres rares de même degré d'incompatibilité (Fig. V.8). Ceci correspond à la signature classique des laves émises en contexte de subduction.

Les produits volcaniques de Gaua sont fortement enrichis dès les compositions basiques en terres rares légères (La, Ce), en Th et en LILE (Ba, K, Sr), avec des teneurs comprises entre celles d'un E-MORB et celles d'un basalte intra-océanique (OIB). Ces concentrations sont les plus fortes enregistrées dans les laves du Vanuatu. En revanche les teneurs en HFSE et en terres rares lourdes des basaltes sont plus faibles que celles des N-MORB et sont globalement comparables avec les teneurs mesurées dans les basaltes du Vanuatu (Fig. V.8). Les spectres des laves pré- et syn- caldera sont assez hétérogènes mais présentent au premier ordre des formes assez similaires. Une très forte similitude entre les spectres des laves provenant de la série pyroclastique et ceux provenant des cônes adventifs est observée. Leurs spectres sont tous compris dans le champ formé par les laves émises avant la formation de la caldera. Quelques échantillons se distinguent néanmoins, notamment SM27 qui présente une anomalie positive en Eu et un enrichissement en Lu par rapport à Er et l'échantillon dacitique (GA21) présentant lui aussi un enrichissement en Lu par rapport à Er (Fig. V.7 et V.8). Enfin, certains échantillons (SM8E-SM9A-SM2A) montrent une anomalie négative en Ce (Fig. V.7).

Cette anomalie a déjà été observée dans des basaltes provenant de l'archipel du Vanuatu (Peate et al., 1997).

Les spectres du Mont Gareth sont en revanche relativement homogènes et se distinguent clairement des laves plus anciennes avec des teneurs en éléments traces significativement plus faibles (Fig. V.7 et V.8).

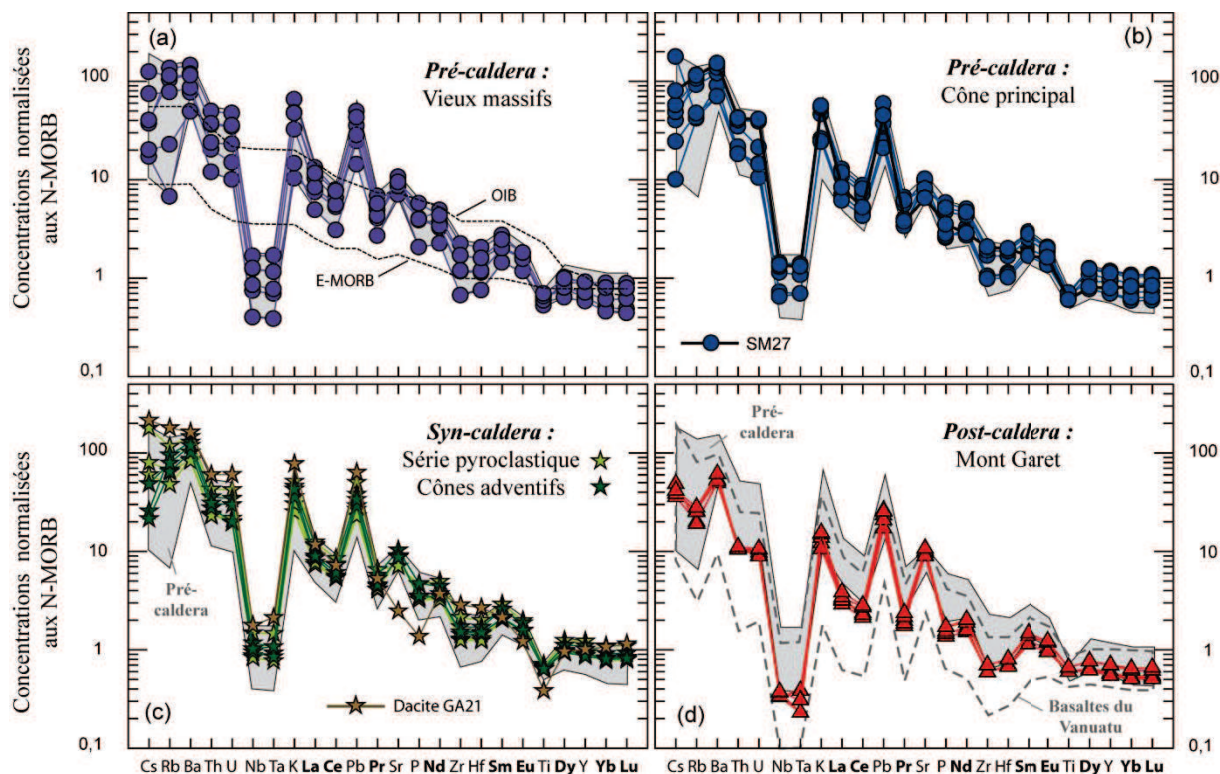


Figure V.8 : Spectres d'éléments traces normalisés aux N-MORB (Sun et McDonough, 1989). Le champ grisé représente les compositions des laves pré-caldera de cette étude. Les spectres d'un OIB et d'un E-MORB (Sun et McDonough, 1989) ont été représentés en tirets noirs pour comparaison.

Les teneurs en Th et en Nb, deux éléments très incompatibles, des laves de Gaua sont corrélées positivement (Fig. V.9a), avec un rapport moyen Th/Nb $\sim 1,5$, qui est l'un des plus élevés enregistrés au Vanuatu. Cependant dans le diagramme Ba versus La (Fig. V.9b), deux éléments également incompatibles, les laves de Gaua montrent des compositions assez hétérogènes entre le Mont Gareth et les laves plus anciennes, mais également au sein des séries syn- et pré- caldera. Les laves des massifs anciens semblent légèrement s'individualiser avec des teneurs plus faibles en Ba, comparé aux laves du cône principal.

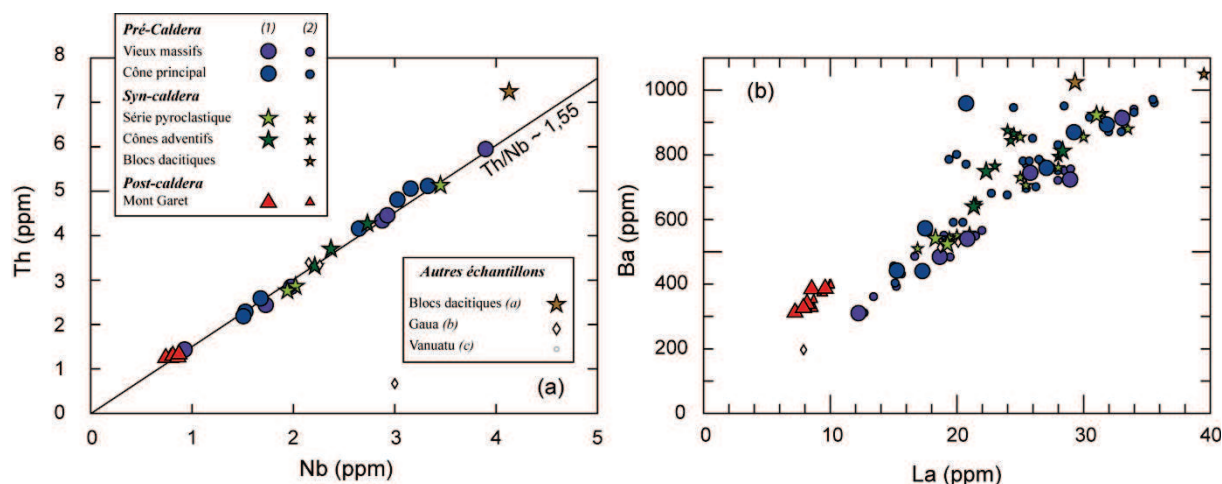


Figure V.9 : Diagramme d'éléments traces incompatibles (a) Th versus Nb (b) Ba versus La.

IV.3. Les isotopes

Les échantillons de cette étude présentent une faible gamme de variation isotopique en Sr, Nd, Pb, Hf, par comparaison à l'ensemble des variations observées le long de l'archipel du Vanuatu (Fig. V.10 et V.11).

Les laves de Gaua ont des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ assez radiogéniques à l'échelle de l'arc, variant de 0,70395 à 0,70420. Les rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ sont peu radiogéniques et varient peu, avec des valeurs comprises respectivement entre 0,51293 et 0,51297, et entre 0,28313 et 0,28320, à l'exception de l'échantillon SM8A qui se distingue en présentant les valeurs les plus faibles du Vanuatu. Les rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ varient respectivement de 18,08 à 18,22, de 15,50 à 15,53 et de 38,24 à 38,30. L'essentiel des variations est observé au niveau du rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Les laves de Gaua ont des rapports peu radiogéniques en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ en comparaison avec les autres îles du Vanuatu qui présentent des valeurs élevées de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ comparables à celles de MORB indiens.

La signature isotopique des laves de Gaua est typique de celle des magmas émis sur les îles situées en face de la collision avec la ride D'Entrecasteaux, présentant des forts rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et des faibles rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (Briqueu et al., 1994 ; Peate et al 1997 ; Laporte et al 1998). A l'échelle de l'île, les laves du Mont Garet se singularisent nettement des laves plus anciennes par des valeurs de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ plus élevées et une signature isotopique en Pb différente, notamment par des valeurs du rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ plus faibles ainsi que des valeurs plus élevées en $\Delta^{208}\text{Pb}$ (Fig. V.11A). Les rapports isotopiques mesurés lors de cette étude sont comparables à ceux reportés lors des précédentes études (Laporte et al., 1998 ; Peate et al., 1997 ; Turner et al., 1999 ; Pearce et al., 2007). Cependant les rapports isotopiques du Sr reportés dans la littérature sont légèrement moins radiogéniques.

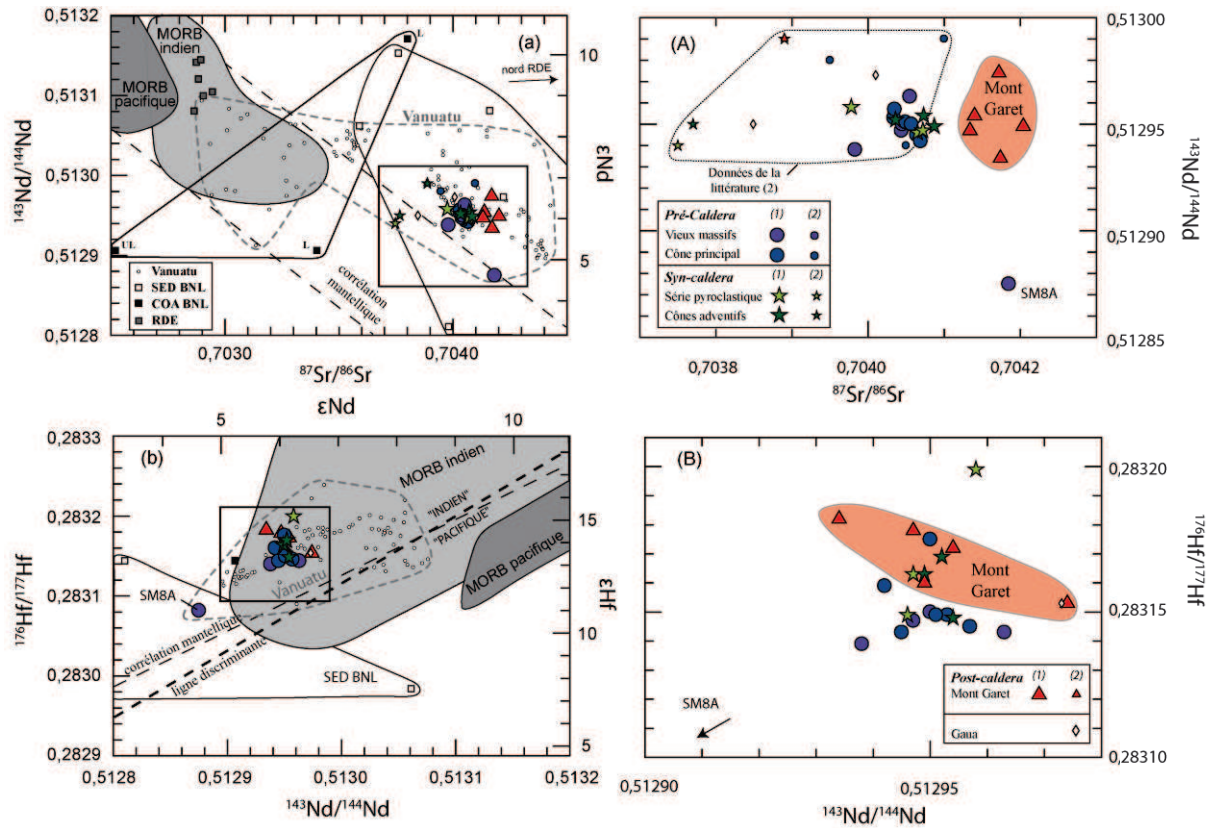


Figure V.10 : Diagrammes isotopiques (a) Sr-Nd et (b) Hf-Nd montrant la faible gamme de variation des laves de Gaua. (a) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Le champ du manteau délimité par les tirets noirs provient de l'étude de Hofmann et White (1982). (b) $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ou ϵHf - ϵNd . La corrélation mantellique provient de l'étude de Graham et al. (2006). La ligne de discrimination entre les domaines mantelliques indien et pacifique au niveau de la région sud-ouest Pacifique provient de l'étude de Pearce et al. (2007). (A) et (B) sont les agrandissements respectifs de (a) et (b) au niveau du champ de l'île de Gaua. Les figurés utilisés pour les laves de Gaua sont similaires à la figure V.4. COA BNL : Croûte Océanique Altérée du Bassin Nord Loyauté, représentées par des carrés noirs et notés d'un « L » pour les échantillons leachés, et d'un « UL » pour les échantillons non leachés. SED BNL : Sédiments du Bassin Nord Loyauté, représentés par des carrés blancs. Les données du bassin Nord Loyauté proviennent du forage DSDP 286 rapportées par Briquieu et al. (1994), Peate et al. (1997), Pearce et al. (2007). Pour la légende, voir figure V.4.

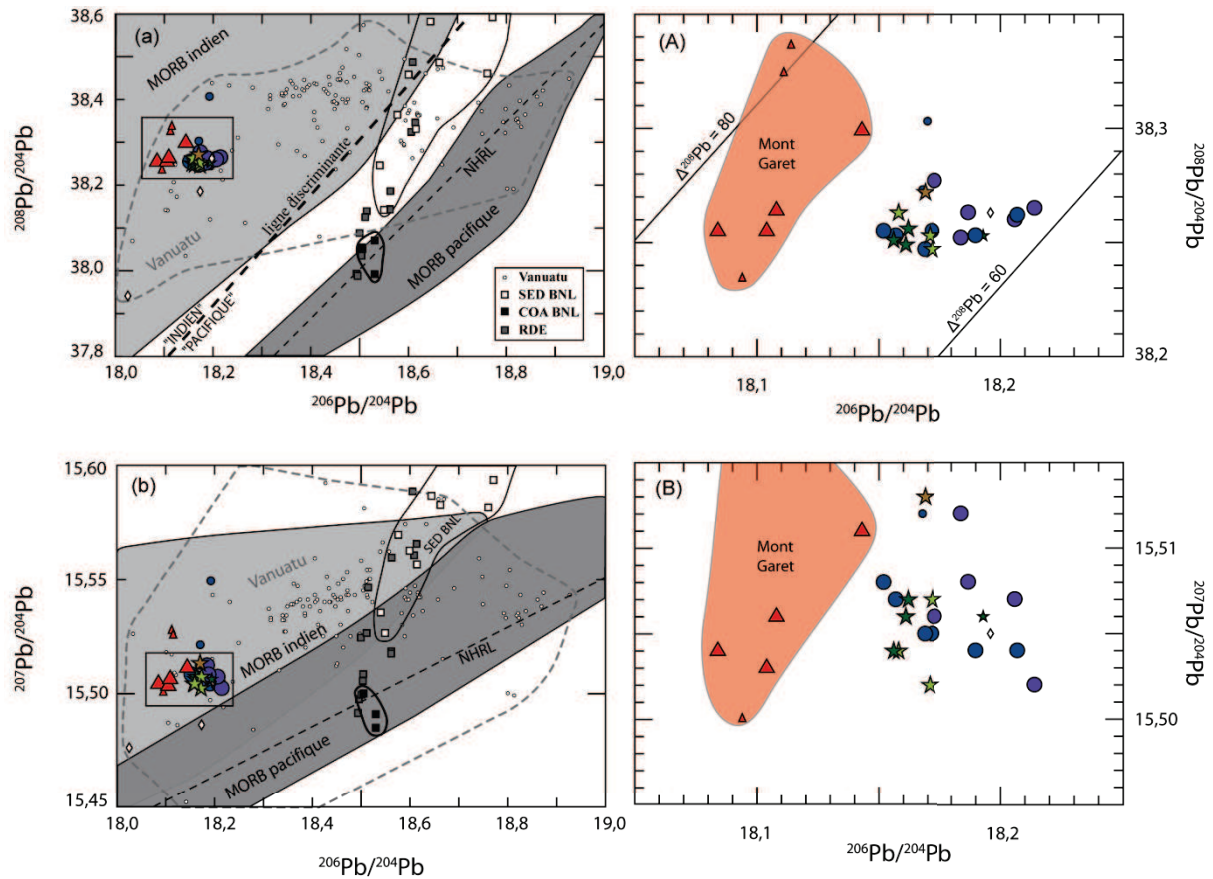


Figure V.11 : Diagrammes isotopiques Pb-Pb. (a) $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (b) $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, avec un agrandissement au niveau du champ de l'île de Gaua, respectivement en (A) et en (B). La « Northern Hemisphere Reference Line » provient de l'étude de Hart (1984). Les champs des MORB proviennent de la base de données rapportée par Meyzen et al. (2007), en utilisant les données de la ride est Pacifique pour les MORB pacifiques et de la ride Sud-Est Indienne pour les MORB Indiens (en excluant les données provenant de la discordance Australie-Antarctique). La ligne de discrimination entre les domaines mantelliques dits indien et pacifique provient de l'étude de Kempton et al. (2002). $\Delta^{208}\text{Pb}$ est l'écart à la NHRL, selon l'équation rapportée par Hart (1984). BNL COA : Croûte Océanique Altérée du Bassin Nord Loyauté, représentée par des carrés noirs (échantillons leachés). BNL SED : Sédiments du Bassin Nord Loyauté, représentés par des carrés blancs. Les données du bassin Nord Loyauté proviennent du forage DSDP 286 rapportées par Briquieu et al. (1994) et Peate et al. (1997), échantillons leachés. Les petits ronds blancs correspondent aux valeurs rapportées pour les laves du Vanuatu provenant des études de Peate et al. (1997), Laporte et al. (1998), Turner et al. (1999), Pearce et al. (2007) et des données de cette thèse.

V. Discussion

V.1. Différenciation magmatique des laves

V.1.1. Cristallisation fractionnée

Les laves de Gaua contiennent un assemblage minéralogique classique avec de l'olivine, du clinopyroxène, du feldspath plagioclase et des oxydes ferro-titanés. On notera l'absence de minéraux hydratés. L'évolution des teneurs en éléments majeurs dans des diagrammes binaires (Fig. V.6) suggère que la différenciation des magmas est contrôlée par la cristallisation fractionnée en deux étapes. Le premier stade est contrôlé principalement par le fractionnement des minéraux ferromagnésiens (olivine et clinopyroxène). Les teneurs en MgO et en Fe_2O_3 tot décroissent avec l'augmentation des teneurs en silice. L'inflexion observée en MgO, Na₂O, CaO, Al₂O₃ autour de 51% de SiO₂ correspond à un changement de l'assemblage minéralogique qui cristallise. Le plagioclase prend alors une place plus importante dans les proportions de phases qui cristallisent tandis que les phases ferromagnésiennes (olivine et clinopyroxène) tendent à diminuer. Ceci se traduit également au niveau des spectres de terres rares, par une amplification de l'anomalie négative en Eu dans les roches les plus différenciées, l'Eu étant compatible dans le plagioclase (Fig. V.7). Une deuxième inflexion est observée en P₂O₅ autour de 55% de SiO₂ suggérant la cristallisation probable de l'apatite en phase accessoire (Fig. V.6), cependant ce minéral n'est pas observé dans nos échantillons. La diminution du rapport Dy/Yb (Fig. V.12) au cours de la différenciation magmatique (augmentation des teneurs en SiO₂) pourrait suggérer la cristallisation fractionnée de l'amphibole en profondeur (Davidson et al., 2007). Toutefois ce minéral n'est pas observé dans nos échantillons.

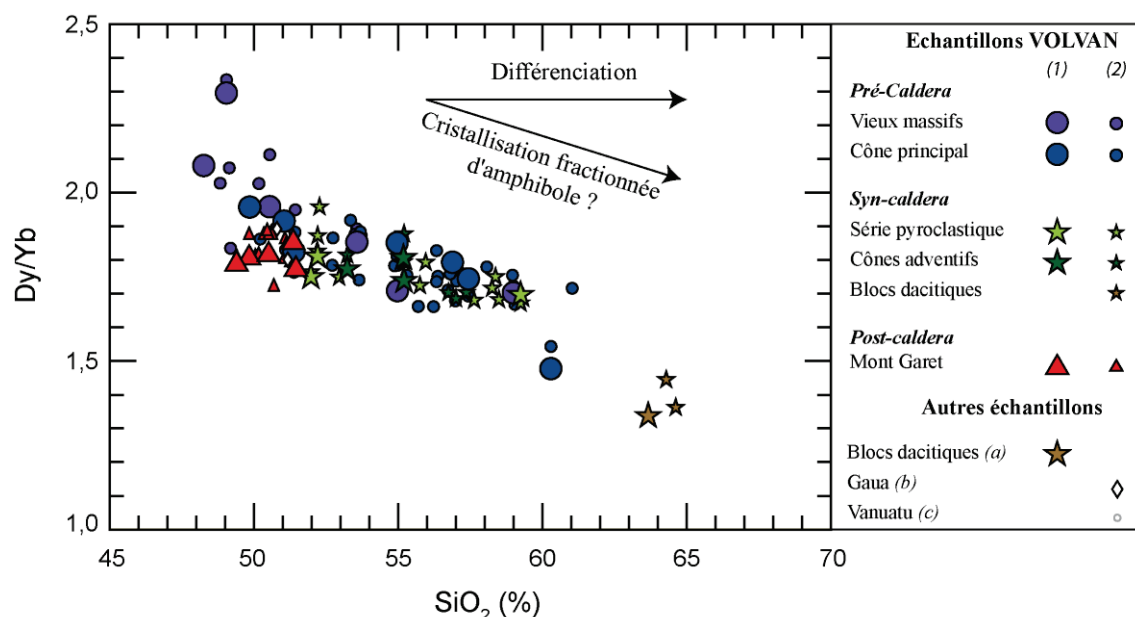


Figure V.12 : Diagramme Dy/Yb versus SiO₂. Pour la légende, voir la figure V.4.

Les basaltes du Mont Garet présentent des enrichissements en K_2O différents pour des teneurs comparables en SiO_2 , qui ne peuvent pas être le résultat de la cristallisation fractionnée. Nous sommes donc en présence d'au moins deux séries de cristallisation fractionnée distinctes : l'une à partir des basaltes moyennement enrichis en K_2O , et l'autre à partir des basaltes très enrichis en K_2O .

La modélisation de la cristallisation fractionnée d'après le modèle de Bryan et al. (1969) indique un taux de 23% de cristallisation fractionnée pour les laves du Mont Garet pour passer de la roche la plus basique (SM52) à la roche la plus évoluée (SM43) avec l'assemblage minéralogique cristallisant suivant : 0,8 olivine + 0,54 clinopyroxène + 0,28 plagioclase + 0,9 oxyde (cf. Tableau A2.3). La modélisation de la cristallisation fractionnée pour les laves plus anciennes (riches en K_2O) fournit de moins bon résultats lorsque celle-ci est effectuée en une seule étape de SM8E à GA21 ($\sum r^2$ élevés $\sim 0,2$), plutôt qu'en plusieurs étapes successives (avec des $\sum r^2 < 0,16$ pour chaque étape, excepté pour celles affectant des roches au-delà de 55 % SiO_2). Ceci suggère que la cristallisation fractionnée s'effectue probablement en plusieurs étapes à partir d'un basalte riche en MgO (SM8E), pour former successivement un basalte évolué (SM2A, SM12), puis des andésites basiques (SM20, puis SM62), puis des andésites plus ou moins alcalines (SM9A, SM27), et enfin une dacite (GA21). La modélisation confirme que la dacite GA21 ne peut provenir de la cristallisation fractionnée du basalte SM52 pauvre en K_2O ($\sum r^2 > 1,5$; cf. modèle 9, tableau A2.3), mais résulte plutôt de la différenciation d'un magma riche en K_2O semblable à SM8E ($\sum r^2 = 0,23$; cf. modèle 8, tableau A2.3).

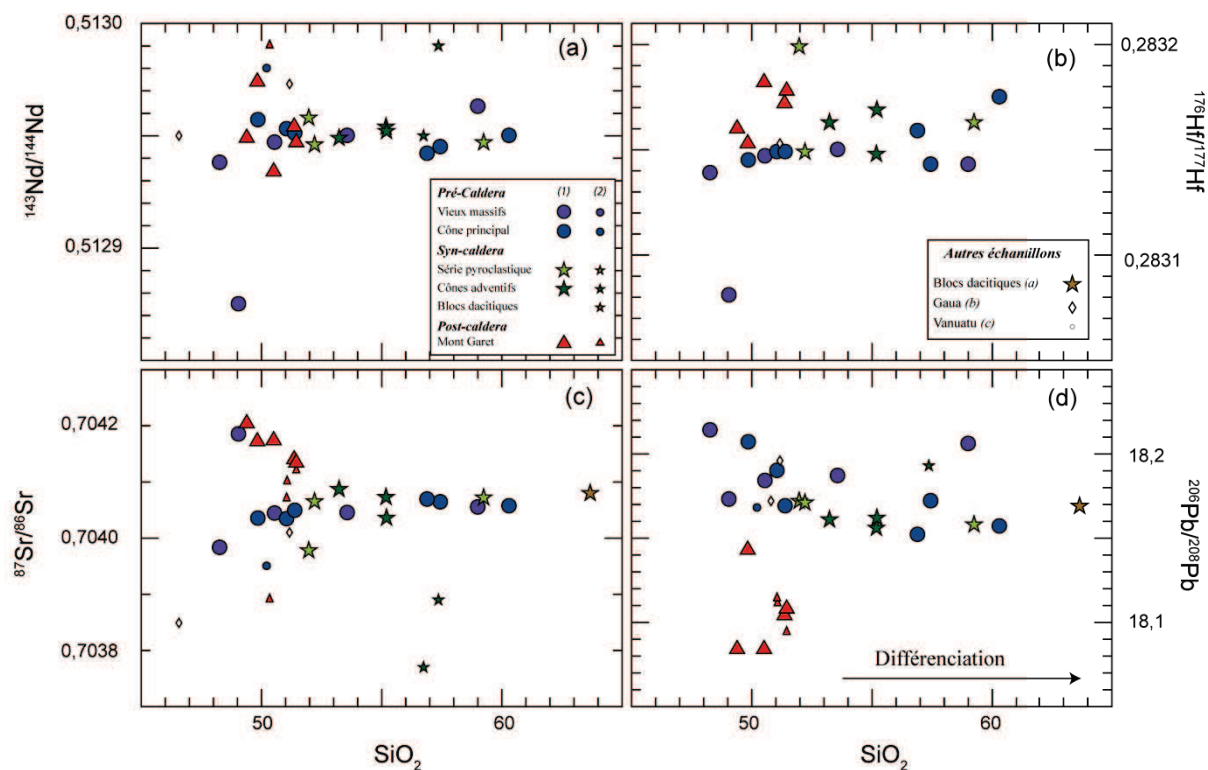


Figure V.13 : Diagrammes (a) $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (b) $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ (c) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (d) $^{206}\text{Pb}/^{208}\text{Pb}$ versus SiO_2 , pris comme indice de différenciation, montrant l'absence de contamination des magmas au cours de la cristallisation fractionnée.

V.1.2. Assimilation crustale et cristallisation fractionnée

Lors de l'ascension des magmas vers la surface, ceux-ci peuvent être contaminés par la croûte qu'ils traversent. Les rapports isotopiques sont des outils puissants pour montrer ces phénomènes de contamination dans le cas où le contaminant a une composition isotopique distincte du magma. Globalement aucune corrélation n'est établie entre les rapports isotopiques et la teneur en SiO_2 , pris comme indice de différenciation magmatique (Fig. V.13). Cependant à l'échelle des laves du Mont Gare, il semble que leurs compositions soient de moins en moins radiogéniques en Sr au cours de la différenciation. Si le phénomène d'assimilation de croûte a lieu, il est probablement de très faible ampleur et ne modifie pas significativement la composition chimique et isotopique des laves de Gaua.

V.2. Variation de source

Les laves du Mont Gare présentent des différences géochimiques significatives comparées aux laves plus anciennes. Ces différences ne peuvent pas être imputées aux processus liés à la différenciation magmatique. En l'absence de contamination des magmas, elles peuvent donc être imputées à un changement de la source des magmas.

V.2.1. Deux sources distinctes

Les variations en éléments traces des laves, dès les compositions les plus basiques, peuvent être expliquées par la fusion partielle de deux sources différentes ayant des compositions ou un assemblage minéralogique distincts, ou bien par une variation du taux de fusion partielle d'un même manteau. En revanche, les variations isotopiques observées dans les magmas basiques reflètent des sources mantelliques de compositions distinctes, puisque les rapports isotopiques (Sr-Nd-Pb-Hf) ne sont pas fractionnés au cours du processus de fusion partielle du manteau et lors de la cristallisation fractionnée des magmas.

Les laves du Mont Gareit présentent des rapports isotopiques plus faibles en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, et plus élevés en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Fig. V.14), et légèrement plus élevés en $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ comparés aux laves plus anciennes (Fig. V.10B). Ceci reflète l'implication de deux sources différentes sous l'île de Gaua.

Cette variation est également enregistrée au niveau de quelques rapports d'éléments traces tels Ba/Th et Ce/Pb (Fig. V.14), impliquant des éléments incompatibles (non influencés par la cristallisation fractionnée), ayant des coefficients de partage équivalents au cours de la fusion partielle du manteau (insensibles aux variations éventuelles du taux de fusion). Ces laves montrent les rapports Ba/Th les plus élevés et Ce/Pb les plus faibles de l'île. Le manteau source des magmas d'arc est un manteau métasomatisé par le composant de subduction. La différence de composition peut donc être imputée à l'hétérogénéité du manteau source antérieur au métasomatisme, ou à l'hétérogénéité du composant de subduction, voire les deux.

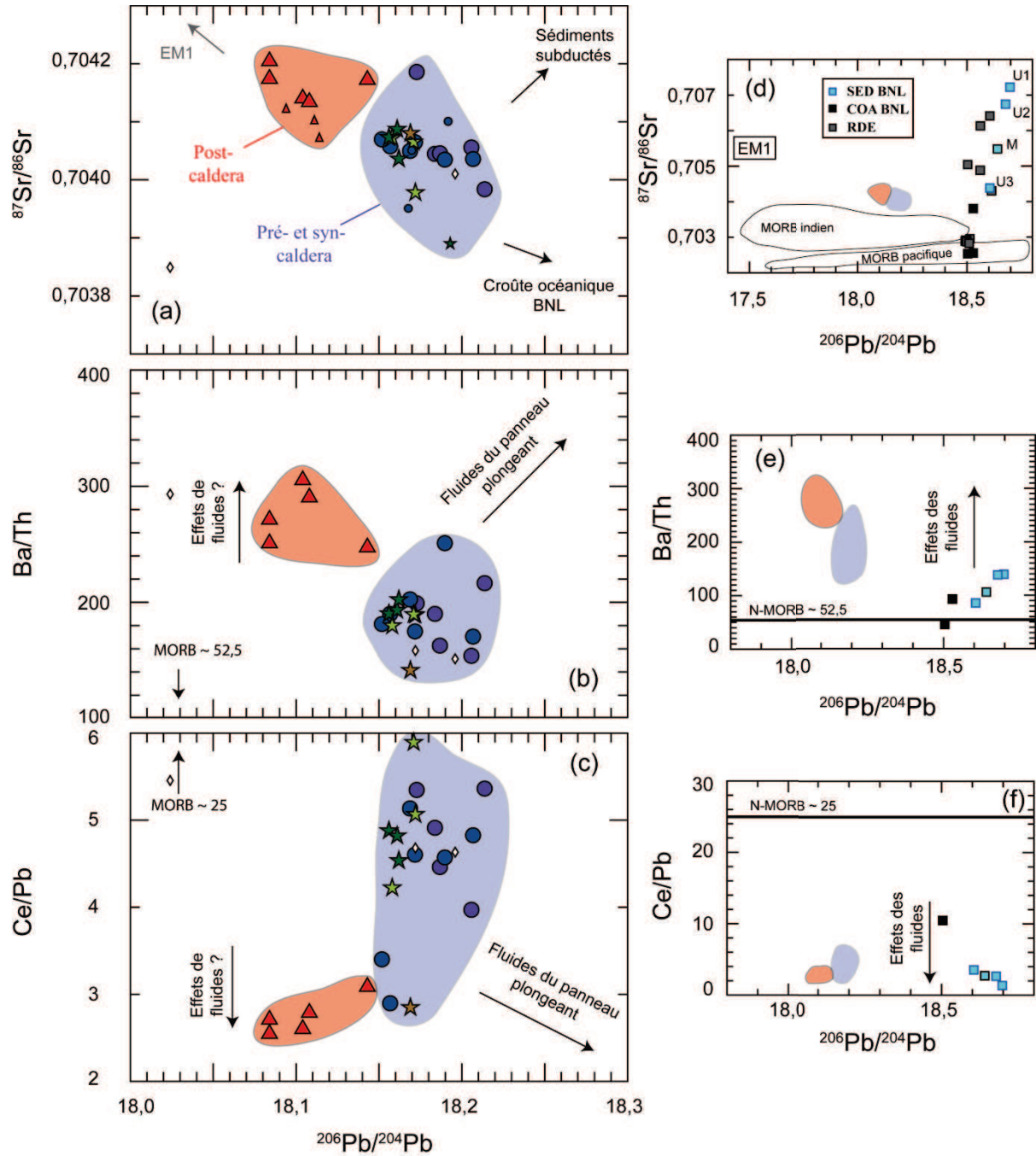


Figure V.14 : Diagrammes (a, d) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (b, e) Ba/Th (c, f) Ce/Pb versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ montrant les variations de la source des magmas de Gaua. Les abréviations sont similaires à la figure V.10. Seules les moyennes (U1, U2, U3) des différentes unités, et la moyenne globale des sédiments subductés (M) sont affichées (Peate et al., 1997). EM1 : Enriched Mantle 1 (Hart, 1988). La composition des MORB provient de Sun et McDonough (1989) et de Meyzen et al. (2007).

V.2.2. Composant de subduction

Le composant de subduction est composé des fluides aqueux provenant de la déshydratation du slab (i.e. croûte océanique altérée et/ou des sédiments), et/ou du produit de fusion de celui-ci. L'empreinte sur les magmas d'arc d'un composant de subduction dominé par des fluides aqueux est

marquée par des rapports élevés d'éléments mobiles dans les fluides (Ba, Pb, Sr) sur des éléments moins mobiles (Th, HFSE, REE), en comparaison à un N-MORB (McDermott et Hawkesworth, 1991 ; Hawkesworth et al., 1997b). D'autre part la signature isotopique en Pb et en Sr du manteau métasomatisé par des fluides est principalement le reflet de la signature isotopique de la plaque subductée. En effet, le coin de manteau est typiquement appauvri en éléments incompatibles tel que le Pb (0,03 ppm), et le Sr (0,3 ppm) (Workman et Hart, 2005), tandis que les teneurs de ces éléments dans les fluides peuvent atteindre quelques ppm voire centaines de ppm (Singer et al., 2007 ; Tollstrup et al., 2010). La contribution en Sr et Pb provenant du panneau plongeant surpasse ainsi largement celle du manteau.

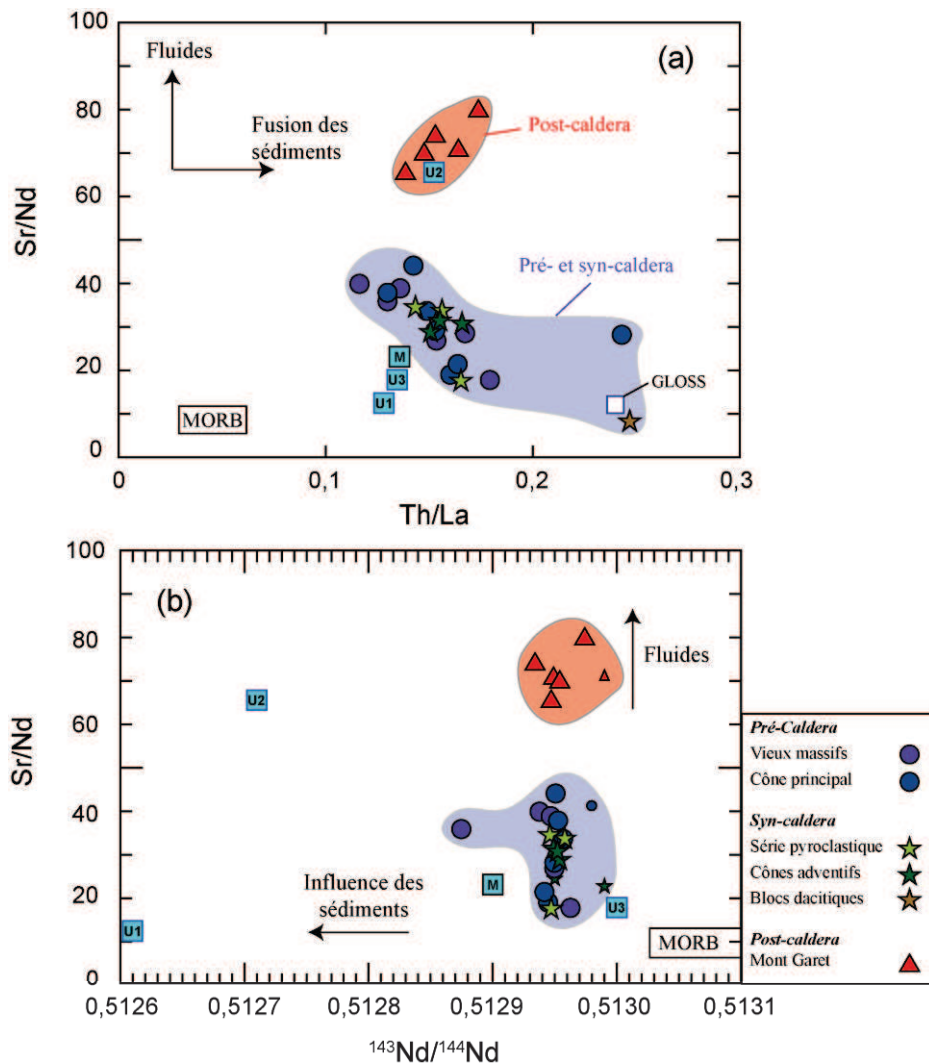


Figure V.15 : Diagrammes Sr/Nd versus (a) Th/La (b) $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ montrant l'influence relative du composant de subduction sur les magmas de Gaua. Ce diagramme souligne également les différences de composition entre les laves du Mont Garet et les laves plus anciennes principalement liées aux fluides de la plaque plongeante. Le rectangle représente la composition des MORB (Sun et McDonough, 1989). Les carrés bleus représentent les moyennes des différentes unités sédimentaires (U1, U2, U3) du bassin Nord Loyauté, « M » étant la moyenne globale (Peate et al., 1997).

Les éléments incompatibles (excepté les HFSE) sont généralement enrichis, transportés et fractionnés dans le produit de fusion des sédiments. En conséquence les laves d'arc se caractérisent par des rapports Th/REE et Th/Nb élevés (McDermott et Hawkesworth, 1991 ; Elliott et al., 1997 ; Plank, 2005) et des rapports La/Sm élevés (Elliott, 2003). La signature isotopique des magmas d'arc produits est généralement caractérisée par des rapports peu radiogéniques en Hf et en Nd et plus radiogéniques en $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et en Sr, reflet de la composition isotopique des sédiments océaniques (White et Patchett, 1984 ; Woodhead, 1989 ; McDermott et Hawkesworth, 1991).

Les laves de Gaua présentent des rapports plus élevés en Ba/Th et Sr/Nd et plus faibles en Ce/Pb qu'un N-MORB (Fig. V.14 et V.15), témoignant de la participation effective des fluides provenant du slab dans la composition de leur source. En revanche les valeurs des rapports tels que Th/La ou Th/Yb sont faibles comparées aux autres arcs (Woodhead et al., 2001 ; Plank, 2005) et ne semblent pas indiquer une participation importante des sédiments. Cependant on notera que les sédiments qui entrent en subduction au niveau de la fosse des Vanuatu sont principalement volcanoclastiques et ont des teneurs moyennes en Th inférieures à 1,5 ppm. Ces valeurs sont significativement plus faibles que celle de la moyenne des sédiments mondiaux (6,91 ppm de Th pour le GLOSS) impliqués dans les autres zones de subduction. Toutefois, les laves de l'arc du Vanuatu ont des valeurs du rapport Th/La comparables à celles des sédiments régionaux subductés.

Les laves du Mont Garet présentent des rapports d'éléments "mobiles/immobiles dans les fluides" (e.g. Ba/Th, Sr/Nd) plus élevés que les laves plus anciennes (Fig. V.14 et V.15) et semblent indiquer une participation différente des fluides à la source mantellique. Les différences isotopiques des laves de Gaua sont observées principalement au niveau du Sr et du Pb ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) (Fig. V.14a), deux éléments mobiles dans les fluides, tandis que les différences sont moins marquées, voire absentes au niveau des isotopes de l'Hf et du Nd (Fig. V.10), deux éléments relativement immobiles dans les fluides. D'autre part, les différents indicateurs pouvant caractériser dans les magmas d'arc, la fusion des sédiments semblent fournir des informations divergentes. Les rapports Th/La, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (Fig. V.15), $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Fig. V.11b) sont globalement constants dans les laves de Gaua, tandis que les rapports La/Sm, Th/Yb montrent des variations franches (Fig. V.16).

D'après ces observations, les différences de composition chimique et isotopique sont donc principalement enregistrées par les éléments mobiles dans les fluides. Le temps écoulé depuis la déshydratation de la plaque plongeante est estimé à 16 000 ans par Turner et al. (1999), sur les produits volcaniques récents (< 10 000 ans) émis en face de la zone de collision avec la ride D'Entrecasteaux. Cependant l'intervalle de temps entre l'éruption des magmas riches et moyennement riches en K_2O à Gaua est plus faible (les dernières laves enrichies en K_2O ont probablement été émises il y a moins de 10 000 ans). Il en résulte que deux portions de manteau distinctes, ayant subi un métasomatisme par des fluides différents (en termes de composition chimique et isotopique), ont participé à la construction de l'île de Gaua. L'origine précise des fluides est difficile à établir. En effet, les laves qui enregistrent les plus fortes participations de fluides dans la source (avec les plus faibles

Ce/Pb), présentent au contraire les signatures en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ les plus éloignées de celles enregistrées au niveau du panneau plongeant (Fig. V.14). Les fluides pourraient être issus d'un composant non enregistré actuellement en surface au niveau de la plaque plongeante.

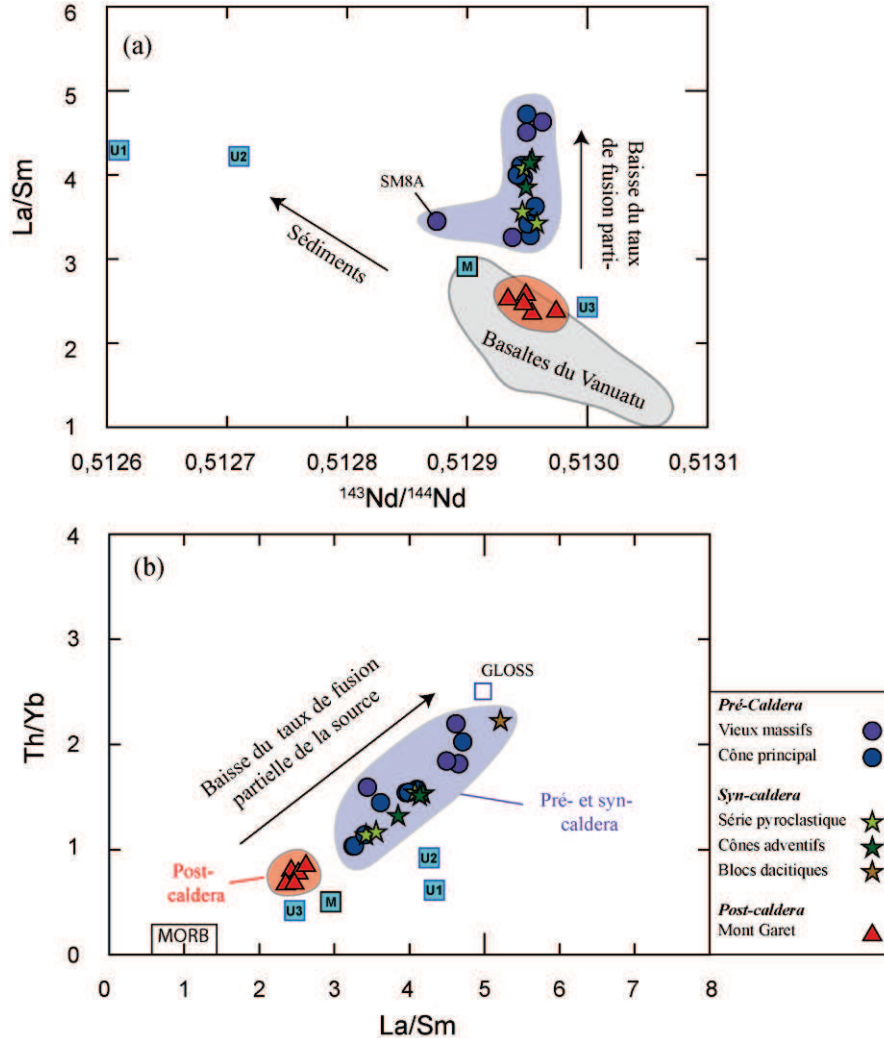


Figure V.16 : Diagramme Th/Yb versus La/Sm montrant les différences de compositions entre les laves du Mont Gareet et les laves plus anciennes.

V.2.3. Taux de fusion partielle

Les variations des rapports La/Sm et Th/Yb, impliquant des éléments peu mobiles dans les fluides (Brenan et al., 1995b ; Kessel et al., 2005), s'expliquent par des fractionnements intervenant au cours des processus de fusion partielle. La constance des rapports isotopiques du Nd indique que ces variations ne proviennent pas d'une variation de l'apport des sédiments sous forme de produit de fusion. La fusion partielle du manteau terrestre a été examinée en utilisant un modèle de fusion à l'équilibre non modale (Shaw, 1970). L'équation utilisée est $C_a = C_i / (D + F(1-P))$. Soit C_a et C_i les concentrations respectives dans le magma et dans le manteau ; D, le coefficient de partage global des

éléments (i), $D = \sum Kd_i \cdot X_i$; P, le coefficient de partage global tenant compte du pourcentage de fusion de chacune des phases minérales (X'_i), $P = \sum Kd_i \cdot X'_i$; F, la fraction de liquide. L'assemblage minéralogique du manteau a été choisi selon les proportions X_i suivantes : 0,57 olivine, 0,23 orthopyroxène, 0,15 clinopyroxène, 0,05 phase alumineuse (spinelle ou grenat). La composition du manteau terrestre sous l'arc du Vanuatu est un manteau métasomatisé et donc plus enrichi que le manteau appauvri. Les terres rares pouvant être légèrement transportées par le composant de subduction (Stalder et al., 1998), les valeurs du E-DMM (Enriched-Depleted MORB Mantle) rapportées par Workman and Hart (2005) ont donc été choisies comme composition de manteau avant fusion. Les teneurs en éléments en trace ont été calculées pour des taux de fusion de 1, 5, 10, et 15%. Les paramètres utilisés dans le modèle sont répertoriés en annexe dans le tableau A2.3.

La fusion partielle d'un manteau appauvri à spinelle ou à grenat ne permet pas d'expliquer les rapports élevés en La/Sm observés dans les laves de Gaua (Fig. V.17). L'implication de l'amphibole ou du mica, parfois trouvé dans les xénolites de manteau métasomatisé, ne permet pas non plus d'expliquer les données (non montré). Seul un modèle de fusion partielle d'un manteau enrichi en La ($0.6 < La < 1$ ppm), et présentant un rapport La/Sm élevé (~ 2) permet d'expliquer les teneurs des laves de Gaua, impliquant différents taux de fusion partielle du manteau. Cette composition requise du manteau est proche des valeurs du manteau primitif de Sun et McDonough (1989) et semble donc indiquer un enrichissement en terres rares du coin de manteau lié au composant de subduction, probablement sous la forme de produit de fusion provenant du panneau plongeant.

Ce modèle suggère un taux de fusion partielle de ~ 4 % pour les laves anciennes, et plus élevé (~ 10 %) pour les laves du Mont Garet. Les valeurs obtenues pour les laves anciennes sont faibles pour un contexte d'arc volcanique intra-océanique où les taux de fusion partielle du manteau généralement admis sont compris entre 10 et 30 % (Plank et Langmuir, 1988 ; Pearce et Parkinson, 1993 ; Hirose et Kawamoto, 1995). Ces valeurs sont ainsi purement indicatives, car ce modèle ne tient pas compte des variations de source. Cette modélisation souligne le fait que des variations de taux de fusion partielle semblent se surimposer aux variations de sources préalablement mises en évidence.

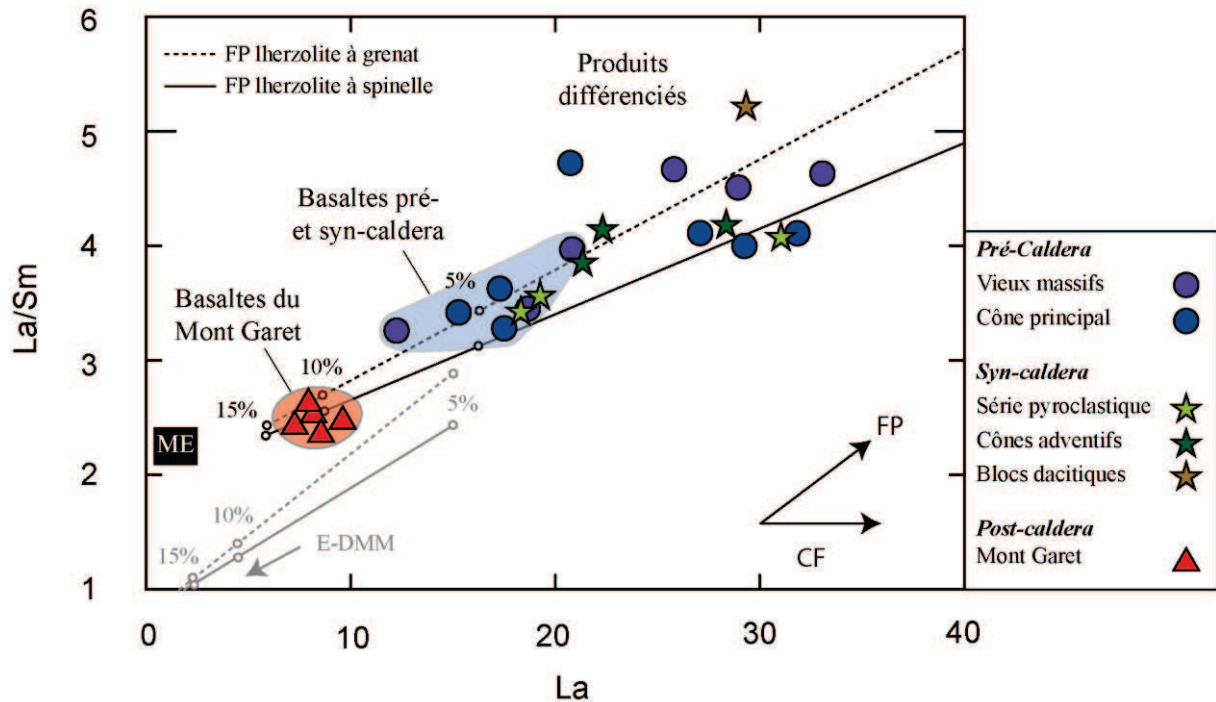


Figure V.17 : Diagramme La/Sm versus La, pris comme indice de différenciation, montrant l'influence d'une variation du taux de fusion partielle pour expliquer les différences de compositions des laves de Gaua. Les lignes noires représentent le résultat du modèle de la fusion partielle d'un manteau enrichi en La (carré noir marqué ME), tandis que les lignes grises représentent ceux à partir du manteau appauvri rapporté par Workman et Hart (2005). Les lignes pleines représentent la fusion d'un manteau à spinelle, tandis que les lignes pointillées représentent la fusion d'un manteau à grenat. La flèche notée CF montre l'influence de la cristallisation fractionnée, et la flèche FP montre la diminution du taux de fusion partielle.

V.2.4. Origine du changement de la source et implications volcanologiques

Les nouvelles données nous ont permis de mettre en évidence l'implication de deux sources distinctes, ayant subi un métasomatisme par des fluides différents, dans la genèse des magmas de Gaua. Le changement de composition des magmas s'est déroulé il y a moins de 10 000 ans. On peut donc se demander quelle est l'origine de ce changement de la source des magmas ?

Cette variation de la composition des magmas apparaît chronologiquement liée à la formation de la caldera. Cependant cette structure d'effondrement superficielle ne peut avoir eu de conséquence en profondeur, ni sur la zone de fusion des magmas, ni sur la zone de déshydratation du panneau plongeant. L'île de Gaua se situe dans la zone d'influence de la subduction/collision de la ride D'Entrecasteaux et du plateau Ouest Torrès. La subduction de reliefs sous-marins au niveau des zones de subduction a de nombreuses implications tectoniques, affectant par exemple la cinématique de la zone de subduction, la déformation de la plaque subductante, la sismicité mais cela peut avoir également des implications sur la nature et la distribution spatiale du volcanisme associé (Rosenbaum et Mo, 2011). Cependant ces hauts fonds ont commencé à subduire il y a 0,7 Ma pour le plateau Ouest Torrès et entre 2 et 3 Ma pour la ride D'Entrecasteaux (Greene et Collot, 1994) et ne constituent

pas une raison plausible au changement que l'on observe. L'origine de cette variation spatiale de la source reste donc mal comprise.

La fusion partielle de la nouvelle source depuis moins de 10 000 ans, a permis de créer un nouveau volume de magma basique. L'arrivée en surface de ce magma basique et dense, est probablement permise à la faveur de l'allègement de la structure du volcan lié à l'effondrement caldérique. Les parties sommitales du Mont Garet sont les plus différenciées tandis que les roches les plus basiques sont trouvées à sa base. Ceci semble indiquer que le magma se différencie progressivement au cours du temps sous le volcan. Des réalimentations magmatiques issues de la même source ne sont pas exclues. Seul le magma le plus différencié (et donc le moins dense), situé au toit de la chambre magmatique, est expulsé à chaque éruption.

VI. Conclusion

Les nouvelles analyses d'éléments traces et isotopiques ont permis de préciser considérablement les compositions respectives de chaque épisode volcanique de l'île de Gaua. Elles permettent de confirmer et de mieux contraindre les variations chimiques déjà observées entre les laves du Mont Garet et les laves plus anciennes (pré- et syn-caldera).

Les variations chimiques et isotopiques sont attribuées à la fusion partielle de deux portions de manteau différentes qui ont subi un métasomatisme par des fluides de compositions chimiques et isotopiques différents provenant de la lithosphère océanique subductée. Les variations des rapports impliquant des éléments ayant des incompatibilités différentes (La/Sm et Th/Yb) sont attribuées à des taux de fusion partielle différents des deux sources.

Le nouveau volume de magma à l'origine de l'édification du Mont Garet se différencie progressivement au cours du temps.

Conclusions générales et perspectives

Conclusions générales et perspectives

L'objectif de ces travaux de thèse était de caractériser les différentes causes de la variabilité géochimique des laves de l'arc actif du Vanuatu à partir d'une centaine d'échantillons représentatifs de l'ensemble des variations géochimiques. L'utilisation conjointe de plusieurs outils géochimiques (éléments majeurs et traces, et compositions isotopiques en Sr, Nd, Pb, et Hf) a permis d'apporter de nouvelles contraintes sur (1) la nature des flux de matière provenant de la plaque subductée, (2) sur les processus de genèse des magmas dans le coin de manteau et (3) sur leur différenciation et leur évolution au cours de leur remontée vers la surface.

L'étude des magmas les plus primitifs de chacun des édifices considérés a permis de mettre en évidence l'évolution de la composition des sources mantelliques le long de l'arc et d'individualiser trois segments géochimiques :

- "central", au niveau de la zone de collision de la ride D'Entrecasteaux
- "sud", en face du bassin Nord Fidjien
- "extrême sud", en face du bassin Sud Fidjien.

Ces travaux ont mis en lumière la forte influence de la composition des roches des différents bassins subductés sur celle des volcans adjacents, via le composant de subduction. Ce dernier se décline soit (1) sous la forme d'un fluide aqueux, caractérisé par des rapports Ba/Th et Sr/Th élevés, issu principalement de la déshydratation de la croûte océanique subductée, ou soit (2) sous la forme d'un produit de fusion des sédiments, caractérisé par des rapports La/Sm élevés et des faibles $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. L'influence des fluides de subduction semble moins importante dans la genèse des îles du segment central comparées à celles du segment sud, et relativement faible au niveau des îles du segment extrême sud. En revanche, la fusion des sédiments subductés semble participer à la genèse des laves du Vanuatu, principalement au niveau des îles centrales.

La pétrogenèse des andésites magnésiennes de la ride de Hunter apparaît très complexe. Ceci est probablement lié au contexte si particulier de l'extrémité méridionale de la subduction du Vanuatu. Toutefois, les premières données isotopiques montrent de fortes similitudes isotopiques avec les roches du bassin Sud Fidjien, et suggèrent que la fusion partielle de la croûte océanique subductée pourrait être impliquée, même si aucune composition adakitique n'est enregistrée au niveau des laves de ce segment.

Cette étude indique également que les variations du taux de fusion partielle du manteau ne semblent pas être un facteur majeur pouvant expliquer les variations géochimiques enregistrées à l'échelle de l'arc. Néanmoins, à un niveau plus local, elles peuvent contribuer à l'hétérogénéité des

laves, et expliquer en partie les différences de composition chimique des laves de l'île de Gaua, entre celles du cône actif du Mont Garet et les plus anciennes.

La subduction/collision de la ride D'Entrecasteaux avec l'arc depuis ~ 2 Ma joue un rôle majeur sur la composition des laves des volcans qui s'édifient à proximité de la zone d'affrontement de Gaua à Lopevi.

- d'une part, la perturbation tectonique induite par la subduction/collision de la ride D'Entrecasteaux avec l'arc depuis ~ 2 Ma permet d'accéder à un manteau enrichi ("type-MORB indien") du bassin Nord Fidjien au niveau des îles centrales, différent de celui échantillonné par les îles plus au sud ("type-MORB pacifique").
- d'autre part, la ride D'Entrecasteaux apporte probablement en subduction un composant ancien (faible $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$), qui pourrait être d'origine crustale et assimilé à un fragment de croûte inférieure pincée au niveau de la paléo-zone de subduction D'Entrecasteaux.

L'étude géochimique détaillée des îles volcaniques a permis de caractériser tout d'abord la différenciation des laves par cristallisation fractionnée (Lopevi, Gaua, Ambrym), et d'identifier des processus d'assimilation crustale au niveau des laves du Lopevi. Elle a ensuite permis de mettre en évidence une extrême hétérogénéité spatio-temporelle à très petite échelle du manteau sous l'arc du Vanuatu, à l'échelle d'un volcan.

Enfin des variations de sources sont observées sur des produits volcaniques émis à moins de 10 000 ans d'intervalle à Gaua, voir même en moins de 20 ans à Lopevi, ces sources ayant subi un métasomatisme différent. Ceci témoigne de la complexité et de la grande variabilité des processus géologiques associés dans les contextes de subduction, et souligne l'importance d'une étude détaillée des différents massifs volcaniques, pour enregistrer l'ensemble des variations géochimiques des laves et ainsi retracer l'évolution de la composition de la source de ces magmas au cours du temps.

Perspectives :

Au niveau de l'arc du Vanuatu, l'étude des laves de l'île d'Ambrym n'a été que peu développée au cours de cette étude. Cependant, les premiers résultats montrent des variations isotopiques en Nd et en Hf entre les deux séries définies en K_2O , et suggèrent des variations de la source mantellique des laves. Une étude plus approfondie permettrait de mieux caractériser l'origine de cette variation.

Par ailleurs, les laves des îles du segment nord du Vanuatu n'ont pas été analysées au cours de cette étude. Au regard de la variabilité enregistrée le long de l'arc, il serait intéressant d'étudier ces

Conclusions générales et perspectives

îles, tout en sachant que les échantillons de laves sont disponibles au Laboratoire Domaines Océaniques.

La connaissance de la géochimie des structures qui entrent en subduction est très importante. La ride des Loyauté est une structure qui a été relativement peu étudiée. Un échantillonnage de cette ride, ainsi que des analyses géochimiques fourniraient de nouvelles contraintes sur le matériel qui entre en subduction. En outre, la caractérisation géochimique des sédiments du bassin Sud Fidjien serait intéressante pour la compréhension de la genèse des laves de la ride de Hunter.

Les fossés arrière-arc du Coriolis sont très peu connus d'un point de vue géochimique (moins de dix analyses isotopiques, uniquement en Pb et non couplées aux éléments en trace). Une analyse couplée isotope/éléments traces permettrait de mieux contraindre la nature du manteau en arrière du segment sud. Les échantillons sont également disponibles à l'Université de Brest.

Pour finir, d'autres outils géochimiques pourraient apporter de nouvelles contraintes sur la nature du composant de subduction, tel que les isotopes stables (Li, Be, O) qui n'ont pas fait l'objet d'étude poussée au niveau de l'arc du Vanuatu.

ANNEXE 1 – LOPEVI

Annexe 1 – Lopevi

Echantillon	Type	TAS	Altération	Texture	% de phéno-cristaux	Taux de vésicules	Phénocristaux				Matrice		Remarques
							Ol	Cpx	Opx	Pl	Microlithes	Verre	
Pré - 1960	LO08	coulée de lave	Bas	P	15		x	xx		xx	Pl Ox Cpx Ol	(x)	Cristaux orientés
	LO09	coulée de lave	Bas	P	10		(x)	x		x	Pl Ox Cpx	x	Riche en microlithes de clinopyroxènes
	LO10	coulée de lave	Bas	P	10	x	(x)	x		xx	Pl Ox Cpx	(x)	Texture microlithique intersertale
	LO11	galet	AB	P	30	x	(x)	x		xxx	Pl Ox Cpx	(x)	Riche en plagioclases trappus (parfois zonés)
	LO12	galet	AB	P	15		(x)	x	(x)	xx	Pl Ox Cpx (Opx)	x	Riche en microcristaux de plagioclase carrés
	LO13	galet	A	P	20			x	x	xxx	Pl Ox Cpx Opx		Riches en petits plagioclases
	LO14	galet	AB	P	15	x	(x)	x		xx	Pl Ox Cpx	x	Assez vitreux
	LO15	galet	Bas	P	25	x	(x)	xx		xx	Pl Ox Cpx Ol	x	
	LO16	galet	AB	P	10	x	(x)	x		xxx	Pl Ox (Cpx)	x	Riche en Plagioclases trappus
	LO18	galet	A	P	15			x	x	xxx	Pl Ox Cpx Opx		Texture microlithique intersertale + petit clinopyroxènes
	LO19	galet	AB	P	10	x	(x)	x		xx	Pl Ox Cpx Ol	x	
	LO20	coulée de lave	Bas	P	25		(x)	xx		xx	Pl Ox Cpx Ol	(x)	
	LO21	coulée de lave	AB	P	25	x	(x)	(x)		xx	Pl Ox Cpx		
	LO22	coulée de lave	AB	P	15	x	(x)	x	(x)	xx	Pl Ox Cpx (Opx)	x	
	LO23	coulée de lave	Bas	P	10		(x)	xx		xx	Pl Ox Cpx	(x)	
	LO24	coulée de lave	AB	P	25	x	(x)	(x)		xxx	Pl Ox Cpx	x	Riche en Plagioclase trappus (Texture microlithique intersertale)
	LO26	coulée de lave	AB	P	10	x	(x)	(x)		xx	Pl Ox (Cpx Ol)	x	Assez vitreux. Les baguettes de plagioclases sont orientées.
	LO27	coulée de lave	AB	P	10	xx	(x)	x		xx	Pl Ox Cpx	xx	Ressemble à LO14
	LO28	coulée de lave	Bas	P	15		x	x		xxx	Pl Ox Cpx (Ol)		Très microcristallisé avec beaucoup de plagioclase
	LO29	coulée de lave	AB	P	10	x	(x)	x		xx	Pl Ox Cpx	x	Présence d'enclaves microcristallisées.
	LO33	coulée de lave	AB	P	10		(x)	x		xx	Pl Ox Cpx		Texture microlithique intersertale
	LO34	bloc	AB	(x)	P	25		x	x	xx	Pl Ox Cpx Ol	(x)	Olivines parfois très légèrement altérées
	LO36	bloc	AB		P	15		(x)	x	xx	Pl Ox (Cpx Ol)	(x)	Texture microlithique intersertale

Tableau A1.1: Description pétrologique des laves de Lopevi utilisées pour cette étude. TAS correspond au type de roche dans un diagramme « total alkali silica » selon la classification rapportées par Le Bas et al. (1986). Les abréviations utilisées sont (1) pour le type de roche : Bas pour basalte, AB pour andésite basaltique, And pour andésite, (2) pour la texture : porphyrique (P), microlithique (M), vésiculée (V) et (3) pour les microlithes : l'olivine (Ol), le clinopyroxène (Cpx), l'orthopyroxène (Opx), le feldspath plagioclase (Pl), et l'oxyde ferro-titané (Ox). Le nombre de croix indique l'importance de l'altération, du taux de vésiculation des laves et de la proportion de la phase minéralogique ou du verre matriciel, tandis que la croix entre parenthèses indique au contraire la rareté. (alt) signifie que la phase minéralogique est altérée. La mise en gras de Pl indique une forte prédominance du plagioclase dans les microlithes.

Annexe 1 – Lopevi

	Echantillon	Type	TAS	Altération	Texture	% de phéno-cristaux	Taux de vésicules	Phénocristaux				Matrice		Remarques
								OI	Cpx	Opx	Pl	Microlithes	Verre	
Post-1960	LO01	coulée de lave	AB		P	15		(x)	x		xx	Pl Ox Cpx Ol	x	Pas de lame mince : Plagioclases visibles à l'œil Petits clinopyroxènes Olivines parfois très légèrement altérées Plagioclases parfois zonés
	LO02	coulée de lave	Bas		P	20		(x)	x		xx	Pl Ox Cpx Ol	x	
	LO03	coulée de lave	Bas		P	15	x	x	xx		xx	Pl Ox Cpx Ol	x	
	LO04	coulée de lave	Bas		P	25	x	(x)	xx		xx	Pl Ox Cpx Ol	x	
	LO05	coulée de lave	Bas		P	20	x	(x)	x		xx	Pl Ox Cpx Ol	x	
	LO06	bombe	Bas		P	10	xx	(x)	x		xx	Pl Ox Cpx Ol	xx	
	LO07	scorie	Bas		P		x				xx			
	LO17	coulée de lave	Bas		P	10	x	(x)	x		xx	Pl Ox Cpx Ol	x	
	LO25	coulée de lave	Bas		P	15	xx	(x)	x		xx	Pl Ox Cpx Ol	x	
	LO30	bombe	Bas	(x)	P	10	x	(x)	x		xx	Pl Ox Cpx	x	
	LO31	coulée de lave	AB		P	20	x	(x)	x		xx	Pl Ox Cpx Ol	x	
	LO35	bloc	AB		P	25		(x)	x		xxx	Pl Ox Cpx Ol	x	

Tableau A1.1 (suite)

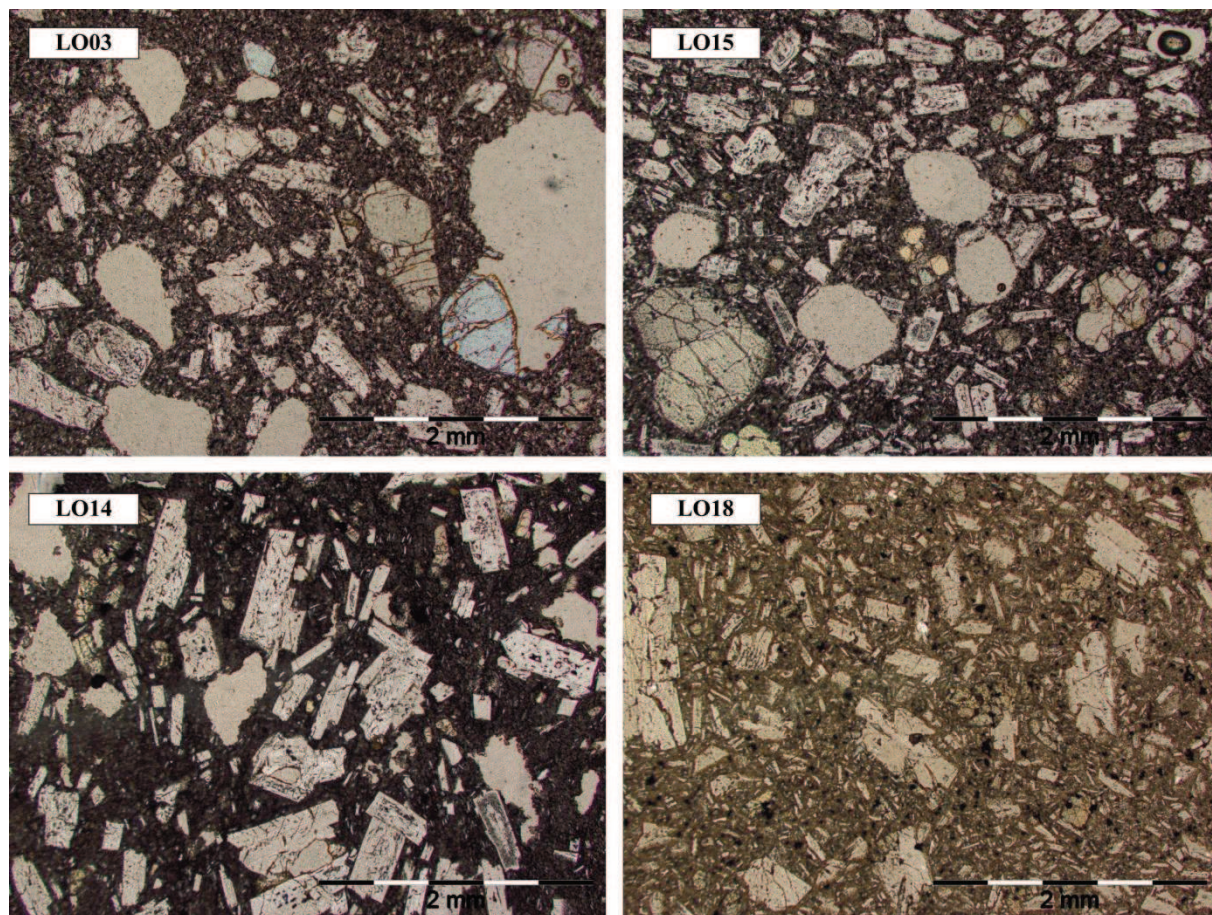


Figure A1.1: Photos de lames minces d'échantillons de Lopevi, vues au microscope en lumière naturelle

ANNEXE 2 – GAUA

Annexe 2 – Gaua

	Echantillon	Type	TAS	Altération	LOI ≥ 0,9 %	Texture	% de phéno-cristaux	Taux de vésicules	Phénocristaux			Matrice		Remarques
									OI	Cpx	Pl	Microlithes	Verre	
Massifs anciens	SM8A	coulée de lave	Bas	x	2	P	30		xxx (alt)	xxx (alt)		Pl Cpx OI Ox	xx	Minéraux altérés. Olivines hiddingsitisées
	SM8E	lave (volante)	Bas	(x)		P	25		xxx (alt)	xxx		Pl Cpx OI Ox		Rares traces d'altération
	SM 9A	coulée de lave	And	(x)	1,9	V	0	x			x	Pl Ox	xxx	Assez riche en microlithes. Bordure des vacuoles altérées
	SM9B	lave (volante)	AB	(x)		M	<10	(x)	(x) (alt)	xxx	xxx	Pl Cpx Ox OI		-
	SM11B1	lave (volante)	Bas	x		P	40			x	x	Pl Cpx Ox	x	-
	SM11B2	lave (volante)	AB	(x)	1,3	V	0	xxx				Pl Ox (alt)	xxx	-
Cône principal	SM 2A	coulée de lave	AB	xx	1,6	P	40	x	x (alt)	x	x (alt)	Pl Cpx Ox (alt)	x	Minéraux cassés, souvent altérés
	SM 2B	coulée de lave	Bas	(x)	0,9	M	<10	xx	(x) (alt)	(x)	(x)	Pl Ox		Essentiellement des microplagioclases
	SM8B	dyke radial	Bas	x	2,1	P	50		x (alt)	x	x	Pl Ox	xxx	Vitreux
	SM15C	coulée de lave	Bas			P	45	x	(x) (alt)	x	x	Pl Cpx Ox	(x)	Texture glomero-porphyrrique des clinopyroxènes
	SM17A	coulée de lave	Bas			P M	20	xx	(x)	(x)	x	Pl Ox	(x)	Beaucoup de microcristaux
	SM27	Coulée de lave	And	x	1	P M	10	x		x	x	Pl Cpx Ox		Altération en bordure des vacuoles
	SM 57	coulée de lave	And			M	<10		(x)	(x)		Pl Ox		Texture fluidale
Série pyroclastique	SM7A	magma juvénile	Bas		1,5									Pas de lame mince
	SM13A	magma juvénile	AB	x	0,9	V	<10	xxx	(x) (alt)	x	x (alt)	Pl Ox	xxx	Vitreux et vésiculé avec peu de cristaux
	SM 17D	lapillis ponceux clairs	And	xx	3,1	V	<10	xxx			x	Pl Ox	xxx	Verre et minéraux altérés
Cônes adventifs	SM 16	coulée de lave	AB			P M	15	x	(x)	x	x	Pl Ox OI		Essentiellement plagioclase
	SM20	coulée de lave	AB	(x)		P	25	x	x (alt)	x	x	Pl Ox Cpx	x	-
	SM62	coulée de lave	AB			P	15	x	(x) (alt)	x	x	Pl Ox Cpx	(x)	-
Mont Garet	SM23A	lave (volante)	Bas			P	45		(x)	x	x	Pl Ox Cpx OI	(x)	-
	SM25	coulée de lave basale	Bas			P M	35	x	(x)	x	x	Pl Ox Cpx OI	x	-
	SM52	scorie (?) d'un flot de lave	Bas	x	1,3	P		xxx	x	x	x	Pl Ox Cpx OI	x	Altération en bordure des vacuole. Texture variable
	SM42	coulée de lave	Bas			P	30	x		x	x	Pl Ox Cpx	x	Essentiellement plagioclase
	SM43	coulée de lave	Bas			P	20	xx	(x)	x		Pl Ox Cpx OI	xx	Microlithes de plagioclase très rectangulaires

Tableau A2.1: Description pétrologique des laves de Gaua utilisées pour cette étude. TAS correspond au type de roche dans un diagramme « total alkali silica » selon la classification rapportées par Le Bas et al. (1986). Les abréviations utilisées sont (1) pour le type de roche : Bas pour basalte, AB pour andésite basaltique, And pour andésite, (2) pour la texture : porphyrique (P), microlitique (M), vésiculée (V) et (3) pour les microlithes : l'olivine (OI), le clinopyroxène (Cpx), le feldspath plagioclase (Pl), et l'oxyde ferro-titané (Ox). Le nombre de croix indique l'importance de l'altération, du taux de vésiculation des laves et de la proportion de la phase minéralogique ou du verre matriciel, tandis que la croix entre parenthèses indique au contraire la rareté. (alt) signifie que la phase minéralogique est altérée. La mise en gras de Pl indique une forte prédominance du plagioclase dans les microlithes.

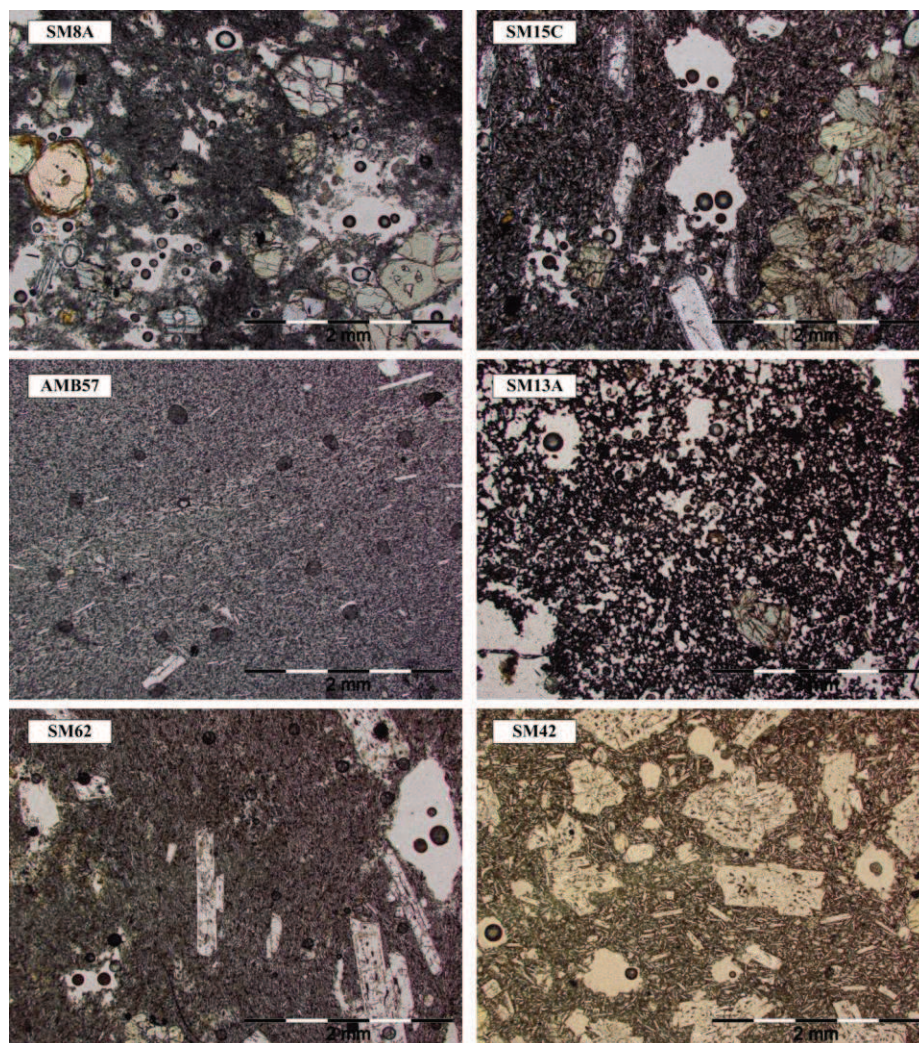


Figure A2.1: Photos de lames minces d'échantillons de Gaua, vues au microscope en lumière naturelle

Les teneurs en éléments majeurs sont données sur une base anhydre normalisées à 100 %, avec le fer total donné sous la forme Fe_2O_3 (t) (Monzier et al., 1995). Les teneurs en éléments traces ont été mesurées selon le protocole décrit par Chauvel et al. (2011), en une seule série, excepté pour les échantillons SM9A, SM15C, SM23A, SM52, SM57, et SM62. Les teneurs ont été recalculées par rapport à BHVO-2. Les teneurs en Ta ont été mesurées séparément avec des solutions plus concentrées. Les teneurs en Ta en italique ont été obtenues avec des signaux inférieurs à 2 fois la limite de détection. Les rapports isotopiques du Sr et du Nd ont été mesurés sur un Thermo Fischer Triton (IUEM, Plouzané), tandis que ceux du Pb et de l'Hf ont été mesurés sur un Thermo Fischer Neptune (Ifremer, Plouzané). L : leaching en HBr concentré avant les analyses isotopiques en Pb. † : Les éléments majeurs et traces ont été mesurés au CRPG de Nancy. L'erreur sur les mesures isotopiques est donnée à $\pm 2\sigma$ sur la dernière décimale. ϵNd est calculé à partir de la valeur du CHUR proposée par Wasserburg et al. (1981), tandis que ϵHf est calculé à partir de la valeur du BSE (Bulk Silicate Earth) proposée par Blichert-Toft et Albarède (1997).

Annexe 2 – Gaua

Pré- caldera													
Echantillon	Massif ancien						Cône principal						
	SM8A ^L	SM8E ^L	SM9A	SM9B	SM11B1	SM11B2	SM2A ^L	SM2B	SM8B ^L	SM15C	SM17A	SM27	SM57
Type de roche	coulée de lave	lave (volante)	coulée de lave	lave (volante)	lave (volante)	lave (volante)	coulée de lave	coulée de lave	dyke radial	coulée de lave	coulée de lave	Vieille andésite	coulée de lave
Précision	-	dans une rivière	-	plage	Devil Rock	Devil Rock	sous SM2B	sous la série pyroclastique	-	sous la série pyroclastique	sous la série pyroclastique	rive sud du Lac Letas	-
Latitude	S 14° 21' 9"	S 14° 21' 9"	S 14° 19' 36"	S 14° 19' 36"	S 14° 15' 28"	S 14° 15' 28"	S 14° 21' 45"	S 14° 21' 45"	S 14° 21' 9"	S 14° 13' 9"	S 14° 12' 44"	S 14° 18' 22"	S 14° 16' 25"
Longitude	E 167° 25' 54"	E 167° 25' 54"	E 167° 26' 16"	E 167° 26' 16"	E 167° 25' 26"	E 167° 25' 26"	E 167° 33' 44"	E 167° 33' 44"	E 167° 25' 54"	E 167° 27' 20"	E 167° 28' 25"	E 167° 31' 37"	E 167° 34' 20"
Poids %													
SiO ₂	49,06	48,28	59,01	54,99	50,56	53,58	51,06	57,45	49,87	51,40	54,98	60,31	56,90
TiO ₂	0,80	0,73	0,67	0,75	0,83	0,88	0,85	0,87	0,83	0,76	0,82	0,76	0,90
Al ₂ O ₃	13,34	12,14	19,08	17,20	15,53	16,80	18,59	16,93	15,32	16,61	17,55	16,98	16,72
Fe ₂ O ₃ (t)	12,07	12,40	7,02	9,00	11,65	10,01	11,04	9,19	12,31	10,60	9,17	7,30	8,79
MnO	0,21	0,20	0,17	0,20	0,21	0,21	0,24	0,24	0,22	0,20	0,23	0,13	0,24
MgO	8,53	10,59	0,79	3,00	5,08	3,36	4,07	1,71	6,11	4,88	2,51	1,33	2,09
CaO	12,39	12,48	2,62	6,43	10,15	7,03	8,51	4,11	10,84	10,32	6,42	3,87	4,97
Na ₂ O	2,39	1,89	5,47	4,52	3,19	4,04	3,44	4,95	2,45	3,15	4,45	4,87	4,94
K ₂ O	0,74	1,05	4,71	3,46	2,34	3,42	1,88	3,86	1,74	1,76	3,33	4,05	3,85
P ₂ O ₅	0,47	0,24	0,46	0,45	0,46	0,67	0,30	0,68	0,31	0,33	0,55	0,41	0,60
LOI	1,96	0,55	1,99	0,09	0,51	1,33	1,58	0,86	2,07	0,09	-0,04	0,96	-0,29
Total	100,41	100,18	99,60	100,10	99,80	100,24	100,29	100,07	100,33	100,87	100,54	99,62	99,88
ppm													
Sc	38	43	8	15	26	16	20	12	35	27	12	10	11
V	335	340	110	245	322	320	334	192	325	320	240	172	200
Cr	305	275	3	10	60	7	2	2	125	80	2	2	3
Co	45	53	14	25	37	27	33	21	42	34	21	10	20
Ni	80	125	3	11	23	14	11	2	35	30	4	4	2
Li	9,2	7,1	18,2	16,7	11,8	15,6	22,9	15,6	16,6	10,0	15,0	16,7	15,3
Rb	3,77	12,7	75,8	58,2	43,4	63,7	23,4	64,6	24,0	26,5	51,3	63,8	59,2
Sr	845	650	632	769	958	847	892	694	722	865	914	584	726
Y	17,8	16,2	25,3	25,3	19,9	25,5	25,5	32,8	19,4	19,5	27,7	22,1	31,3
Zr	86	49	165	124	88	126	77	150	77	72	124	153	140
Nb	1,72	0,90	3,90	2,92	2,00	2,97	1,53	3,43	1,66	1,51	2,74	3,26	3,15
Cs	0,12	0,14	0,26	0,28	0,52	0,87	0,07	0,28	1,24	0,17	0,34	0,56	0,40
Ba	483	309	912	743	539	722	571	892	439	441	759	958	869
La	18,7	12,3	33,1	25,8	20,9	29,0	17,5	31,9	17,3	15,3	27,1	20,8	29,3
Ce	39,4	22,9	58,8	49,0	41,7	57,3	34,7	65,4	35,0	32,1	53,3	39,1	60,2
Pr	5,34	3,54	8,96	6,49	5,66	7,50	5,24	8,71	4,85	4,45	7,39	4,95	8,09
Nd	23,6	16,3	35,7	27,0	24,7	31,6	23,6	36,7	21,5	19,7	31,5	20,8	34,0
Sm	5,42	3,77	7,15	5,54	5,26	6,43	5,35	7,76	4,78	4,48	6,60	4,40	7,33
Eu	1,66	1,19	1,80	1,60	1,59	1,84	1,65	2,10	1,43	1,38	1,88	1,65	2,03
Gd	4,90	3,60	5,58	4,87	4,76	5,58	4,89	6,53	4,36	4,15	5,67	3,89	6,75
Tb	0,63	0,49	0,79	0,68	0,62	0,75	0,69	0,94	0,59	0,58	0,80	0,57	0,95
Dy	3,51	2,89	4,61	4,08	3,62	4,48	4,23	5,68	3,50	3,50	4,92	3,69	5,59
Ho	0,64	0,57	0,91	0,83	0,73	0,89	0,85	1,15	0,69	0,71	0,97	0,78	1,13
Er	1,74	1,57	2,70	2,40	2,01	2,55	2,43	3,38	1,95	2,03	2,76	2,31	3,29
Yb	1,53	1,39	2,71	2,39	1,85	2,42	2,21	3,26	1,79	1,92	2,66	2,50	3,12
Lu	0,22	0,20	0,40	0,35	0,28	0,36	0,33	0,49	0,27	0,29	0,40	0,38	0,47
Hf	2,33	1,54	4,19	3,24	2,42	3,26	2,31	4,02	2,21	2,08	3,42	4,08	3,84
Ta	0,09	0,05	0,22	0,15	0,10	0,15	0,09	0,18	0,09	0,09	0,14	0,17	0,18
Pb	7,4	4,3	14,8	10,6	8,5	12,9	7,6	14,2	7,3	6,3	11,2	13,5	17,7
Th	2,43	1,43	5,94	4,33	2,84	4,45	2,28	5,11	2,58	2,18	4,15	5,05	4,80
U	0,70	0,47	2,22	1,62	1,08	1,67	0,68	1,93	0,49	0,67	1,00	1,93	1,83
Isotopes													
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,704185	0,703983	0,704055		0,704044	0,704045	0,704034	0,704064	0,704035	0,704049		0,704057	0,704069
2σ	6	6	7		8	6	5	6	6	6		6	6
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0,512875	0,512938	0,512963		0,512947	0,51295	0,512953	0,512945	0,512957	0,512951		0,51295	0,512942
2σ	8	8	9		8	5	8	10	8	7		8	17
εNd	4,62	5,85	6,34		6,03	6,09	6,14	5,99	6,22	6,11		6,09	5,93
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	18,173	18,214	18,206		18,184	18,187	18,190	18,172	18,207	18,169		18,157	18,152
2σ	1	1	1		1	1	1	1	1	1		1	1
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	15,506	15,502	15,507		15,512	15,508	15,504	15,505	15,504	15,505		15,507	15,508
2σ	1	1	1		1	1	1	1	1	1		1	1
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	38,277	38,265	38,260		38,252	38,263	38,253	38,255	38,262	38,247		38,253	38,255
2σ	2	2	2		2	2	2	2	1	1		1	2
¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf	0,283081	0,283139	0,283143		0,283147	0,283150	0,283149	0,283143	0,283145	0,283149		0,283175	0,283159
2σ	3	4	3		4	4	3	4	4	4		5	3
εHf	10,9	13,0	13,1		13,3	13,4	13,3	13,1	13,2	13,3		14,2	13,7

Tableau A2.2: Présentation des données géochimiques acquises au cours de cette étude.

Annexe 2 – Gaua

	Syn- caldera						Post- caldera						
	Série pyroclastique			Cône adventifs			Mont Garet						
Echantillon	SM7A	SM13A ^L	SM 17D ^L	SM 16	SM20	SM62	SM23A	SM25	SM52	SM42	SM43	GA21 [†]	
Type de roche	magma juvénile	magma juvénile	lapillis ponceux	coulée de lave	coulée de lave	coulée de lave	lave (volante)	coulée de lave basale	scorie (?) d'un flot de lave	coulée de lave	coulée de lave	obsidienne (volante)	
Précision	-	-	-	-	-	dans une rivière	base du Mont Garet	base du Mont Garet	milieu du Lac Letas	bord du cratère sud	provenant du cratère sud	Origine mal contrainte	
Latitude	S 14° 21' 45"	S 14° 13' 38"	S 14° 14' 12"	S 14° 12' 44"	S 14° 12' 41"	S 14° 12' 20"	S 14° 16' 30"	S 14° 16' 14"	S 14° 16' 10"	S 14° 17' 09"	S 14° 17' 14"		
Longitude	E 167° 28' 3"	E 167° 26' 29"	E 167° 35' 34"	E 167° 28' 25"	E 167° 27' 59"	E 167° 32' 60"	E 167° 30' 00"	E 167° 30' 45"	E 167° 29' 57"	E 167° 31' 04"	E 167° 31' 12"		
Poids %													
SiO ₂	51,97	52,21	59,24	55,18	53,23	55,20	49,83	50,51	49,39	51,36	51,45	63,67	
TiO ₂	0,90	0,87	0,86	0,83	0,81	0,81	0,76	0,76	0,76	0,84	0,84	0,49	
Al ₂ O ₃	17,36	17,14	16,81	17,53	16,67	17,96	17,67	17,85	17,20	18,43	18,44	16,63	
Fe ₂ O ₃ (t)	11,61	11,05	8,24	9,17	10,30	8,88	11,59	10,96	12,04	10,78	10,72	4,09	
MnO	0,24	0,23	0,24	0,23	0,23	0,20	0,22	0,21	0,24	0,23	0,23	0,14	
MgO	3,94	3,99	1,66	2,45	3,82	2,75	5,19	4,82	5,77	3,99	4,00	0,67	
CaO	8,48	8,33	4,00	6,35	8,16	6,46	11,29	11,11	11,28	10,07	9,81	1,67	
Na ₂ O	3,31	3,58	4,70	4,41	3,81	4,24	2,42	2,61	2,37	3,02	3,20	5,62	
K ₂ O	1,82	2,19	3,72	3,30	2,59	3,09	0,87	1,00	0,76	1,09	1,12	5,62	
P ₂ O ₅	0,38	0,41	0,54	0,55	0,40	0,41	0,16	0,17	0,18	0,20	0,20	0,16	
LOI	1,45	0,88	3,13	0,05	0,07	0,56	-0,06	0,01	1,31	0,28	0,05	0,64	
Total	100,54	99,90	100,19	100,44	100,58	99,66	100,69	100,38	99,71	99,58	100,15	99,39	
ppm													
Sc	20	20	10	13	20	14	28	26	32	22	22		
V	330	322	140	247	290	270	465	445	450	450	445	25	
Cr	3	10	3	2	20	5	7	6	34	3	2		
Co	32	30	13	23	29	23	37	34	39	32	31	4	
Ni	8	12	2	5	14	8	16	12	22	6	7		
Li	14,9	12,4	17,9	15,3	13,7	15,1	7,9	8,0	9,8	8,4	9,6		
Rb	26,8	37,5	65,4	53,3	36,1	44,2	11,3	14,5	10,8	14,0	15,7	101	
Sr	798	813	634	929	798	781	891	911	819	963	963	223	
Y	25,9	24,5	34,2	30,7	25,4	24,2	16,3	16,4	15,5	19,4	19,7	28,3	
Zr	95	92	158	127	106	112	45	44	45	51	52	211	
Nb	2,02	1,94	3,45	2,77	2,23	2,56	0,79	0,74	0,81	0,84	0,84	4,13	
Cs	0,42	0,56	1,25	0,18	0,15	0,34	0,25	0,27	0,34	0,27	0,29	1,50	
Ba	541	523	923	812	640	748	312	339	326	384	386	1024	
La	18,3	19,2	31,0	28,4	21,3	22,3	7,2	8,2	7,9	8,5	9,6	29,3	
Ce	40,5	40,3	63,5	55,5	41,9	45,7	16,0	17,8	17,0	20,3	21,2	54,2	
Pr	5,36	5,47	8,60	7,55	5,83	6,03	2,33	2,61	2,47	2,85	3,12	6,99	
Nd	23,7	23,6	36,1	32,3	25,4	25,4	11,2	12,3	11,6	13,8	14,8	27,1	
Sm	5,35	5,41	7,62	6,78	5,54	5,39	3,04	3,24	3,06	3,63	3,89	5,62	
Eu	1,61	1,58	2,02	1,91	1,60	1,60	0,99	1,06	0,99	1,21	1,25	1,24	
Gd	4,98	4,96	6,62	5,94	5,02	5,05	3,07	3,22	3,00	3,64	3,87	4,52	
Tb	0,72	0,70	0,94	0,81	0,72	0,72	0,46	0,47	0,45	0,55	0,57	0,70	
Dy	4,41	4,29	5,65	5,04	4,45	4,26	2,87	2,94	2,77	3,48	3,49	4,36	
Ho	0,91	0,86	1,16	1,02	0,91	0,87	0,59	0,60	0,57	0,69	0,72		
Er	2,62	2,58	3,38	2,90	2,57	2,54	1,68	1,77	1,63	2,01	2,12	2,75	
Yb	2,52	2,37	3,33	2,79	2,51	2,45	1,59	1,62	1,55	1,88	1,97	3,26	
Lu	0,37	0,36	0,50	0,42	0,38	0,37	0,24	0,25	0,23	0,28	0,30	0,52	
Hf	2,67	2,54	4,08	3,47	2,97	3,07	1,40	1,43	1,39	1,64	1,65	5,48	
Ta	0,12	0,10	0,19	0,14	0,11	0,14	0,05	0,03	0,05	0,03	0,04	0,28	
Pb	8,0	6,8	15,1	11,4	8,7	10,1	5,2	7,0	6,4	7,8	7,6	19,0	
Th	2,86	2,76	5,13	4,27	3,31	3,70	1,25	1,25	1,30	1,26	1,33	7,24	
U	0,92	1,02	1,99	1,62	0,94	1,40	0,43	0,46	0,42	0,49	0,50	2,85	
Isotopes													
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,703978	0,704065	0,704072	0,704073	0,704087	0,704036	0,704172	0,704174	0,704204	0,70414	0,704134	0,704063	
2σ	8	8	6	6	6	6	6	6	6	8	8	6	
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0,512958	0,512946	0,512947	0,512954	0,512949	0,512952	0,512974	0,512934	0,512949	0,512954	0,512947		
2σ	6	8	14	9	14	8	6	8	7	8	8		
εNd	6,24	6,01	6,03	6,16	6,07	6,13	6,55	5,77	6,07	6,16	6,03		
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	18,172	18,171	18,158	18,156	18,161	18,162	18,143	18,084	18,084	18,104	18,108	18,169	
2σ	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	15,507	15,502	15,504	15,504	15,506	15,507	15,511	15,504	15,504	15,503	15,506	15,513	
2σ	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	38,247	38,253	38,263	38,251	38,249	38,256	38,299	38,255	38,255	38,255	38,264	38,272	
2σ	1	2	2	2	1	2	3	2	2	1	2	3	
¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf	0,283199	0,283149	0,283163	0,283148	0,283163	0,283169	0,283153	0,283182	0,283160	0,283172	0,283178		
2σ	4	5	4	5	5	4	4	6	4	6	5		
εHf	15,1	13,3	13,8	13,3	13,8	14,0	13,5	14,5	13,7	14,1	14,4		

Tableau A2.2 (suite)

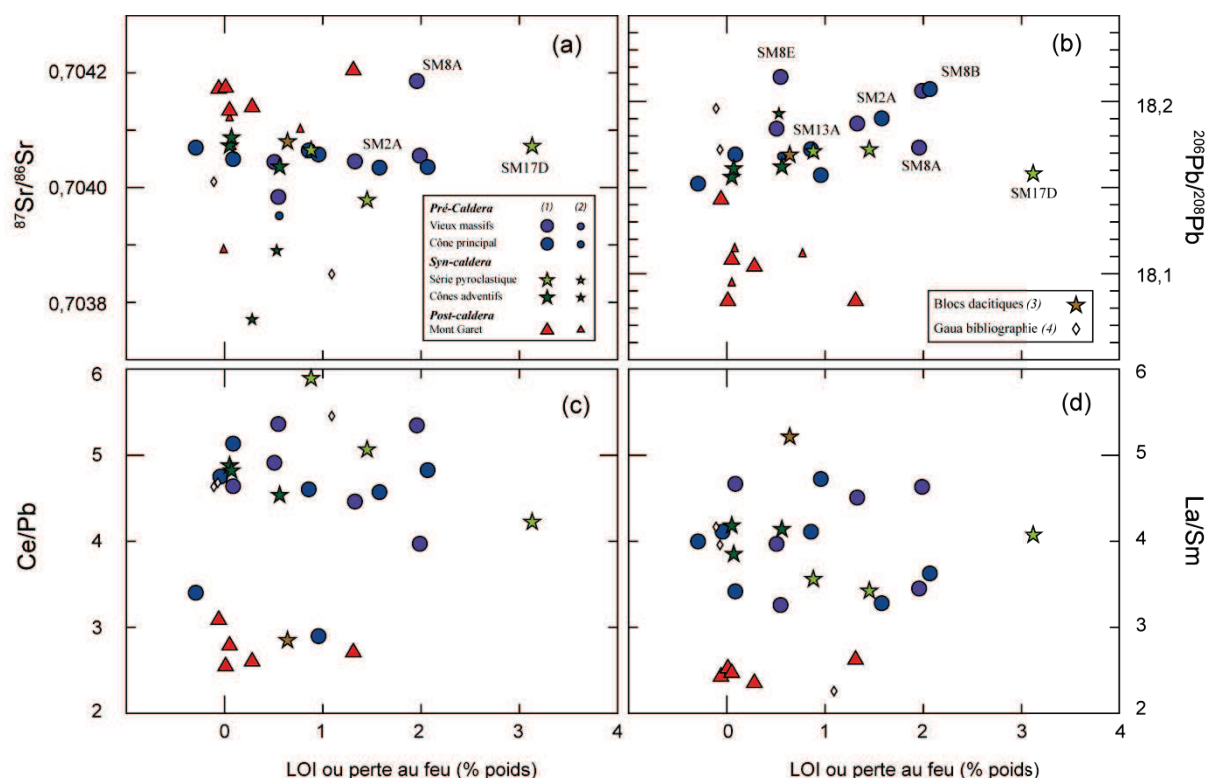


Figure A2.2 : Diagrammes (a) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (b) $^{206}\text{Pb}/^{208}\text{Pb}$ (c) Ce/Pb (d) La/Sm versus LOI (en % poids), pris comme indice de l'altération des laves. Les échantillons marqués de leur nom ont été « leachés » (cf. Chapitre II, Tableau II.8). (1) Échantillons de cette étude. (2) Échantillons provenant de Laporte et al. (1998). (3) Bloc dacitique GA21 fourni par Nicole Métrich (IPGP, Paris). (4) Échantillons provenant des études de Peate et al. (1997) et Turner et al. (1999).

Modèle	Etape	Initial (parent)	SiO_2 (% poids)	Final (fils)	ΔSiO_2 (% poids)	Origine des minéraux	Σ^2	Assemblage minéralogique en %				Pourcentage cristallisé
								OI	Cpx	Pl	Sp	
1	1	SM52	49,39	SM43	2,06	SM52	0,07	8,3	54,4	27,7	9,6	0,23
2	1	SM8E	48,28	SM2A	2,78	SM52	0,04	14,2	81,8	0,8	3,2	0,48
3	2	SM12	51,11	SM20	2,11	SM12	0,16	5,9	68,7	19,1	6,2	0,22
4	3	SM20	53,23	SM62	1,97	SM20	0,02	0,1	55,8	32,2	11,8	0,18
5	4	SM62	55,20	SM9A	3,81	SM62	0,11	1,4	36,2	53,8	8,5	0,36
6	4	SM62	55,20	SM27	5,11	SM62	0,29	6,7	16,5	68,4	8,3	0,37
7	4	SM62	55,20	GA21	8,47	SM62	0,26	4,4	18,4	66,4	10,7	0,52
8	Ensemble	SM8E	48,28	GA21	15,39	SM52	0,23	11,6	61,1	20,0	7,3	0,75
9	Ensemble	SM52	49,39	GA21	14,28	SM52	1,56	5,0	41,2	42,7	11,1	0,67

Tableau A2.3 : Récapitulatif des résultats de la modélisation de la cristallisation fractionnée effectuée à partir du module « MIXING » du logiciel IGPET qui utilise le modèle de Bryan et al. (1969).

	Minéralogie du manteau					Composition du manteau	
	Olivine	Orthopyroxène	Clinopyroxène	Grenat	ou Spinelle	E-DMM	Manteau enrichi
% modal	0,57	0,23	0,15	0,05			
P	0,05	0,05	0,8	0,1			
Kd La	0,00005	0,0006	0,047	0,0005	0,0006		
Kd Sm	0,001	0,011	0,22	0,17	0,001		
La (ppm)						0,253	0,9
Sm (ppm)						0,273	0,4

Tableau A2.4 : Récapitulatif des paramètres utilisés pour le modèle de fusion partielle (batch melting non-modal). Les coefficients de partage proviennent de l'étude d'Adam et Green (2006) sur une lherzolite (à grenat, mica, amphibole), excepté pour ceux du spinelle qui proviennent de l'étude de Niu et Hekinian (1997). La composition modale utilisée est proche de la lherzolite de Tinaquillo avec 56,5 % d'olivine, 28,7 % d'orthopyroxène, 14,1 % de clinopyroxène, et 4 % de spinelle (McDade et al., 2003). La phase alumineuse utilisée est soit le grenat, soit le spinelle. % modal indique la composition minéralogique du manteau qui a fondu. P est le coefficient de partage global tenant compte du pourcentage de fusion de chacune des phases minérales. E-DMM correspond à la composition d'un manteau appauvri mais légèrement enrichi (Workman et Hart, 2005). La composition du manteau enrichi a été adaptée pour obtenir la meilleure correspondance avec nos données.

ANNEXE 3 – AMBRYM

L'île d'Ambrym correspond à l'un des volcans actifs le plus volumineux du Vanuatu ($\sim 500 \text{ km}^3$). C'est un imposant stratovolcan de $35 \times 50 \text{ km}$, qui s'élève à 1800 m au-dessus du fond de la mer (Chase et Seekins, 1988). Cette île allongée E-O s'est mise en place au niveau du segment central, dans la zone d'influence de la ride d'Entrecasteaux, probablement à la faveur d'une fracture transverse orientée $N100^\circ$ (Greene et al., 1988). Ce volcan, principalement basaltique, présente la forme typique des volcans boucliers hawaïens. Il est tronqué à $\sim 800 \text{ m}$ d'altitude par une large caldera circulaire qui accueille les deux cônes actifs du Marum (1270 m) et du Benbow (1160 m), caractérisés par des lacs de laves permanents. Cette structure d'effondrement de $\sim 12 \text{ km}$ de diamètre présente un escarpement de quelques dizaines de mètres à plus de 450 m de haut et pourrait être reliée à une éruption paroxysmale récente, enregistrée par un large cône de produits pyroclastiques recouvrant les pentes de l'édifice autour de la bordure de la caldera (Robin et al., 1993), et datée à moins de 2000 ans par radiocarbone (McCall et al., 1970). Cependant ce modèle de formation est débattu car l'activité volcanique intense qui s'établit au centre de la caldera fournit un grand volume de téphras, qui remplit progressivement la caldera et pourrait être à l'origine de la subsidence de celle-ci, selon un modèle d'effondrement lent de type Hawaïen (McCall et al., 1970 ; Nemeth et Cronin, 2009).

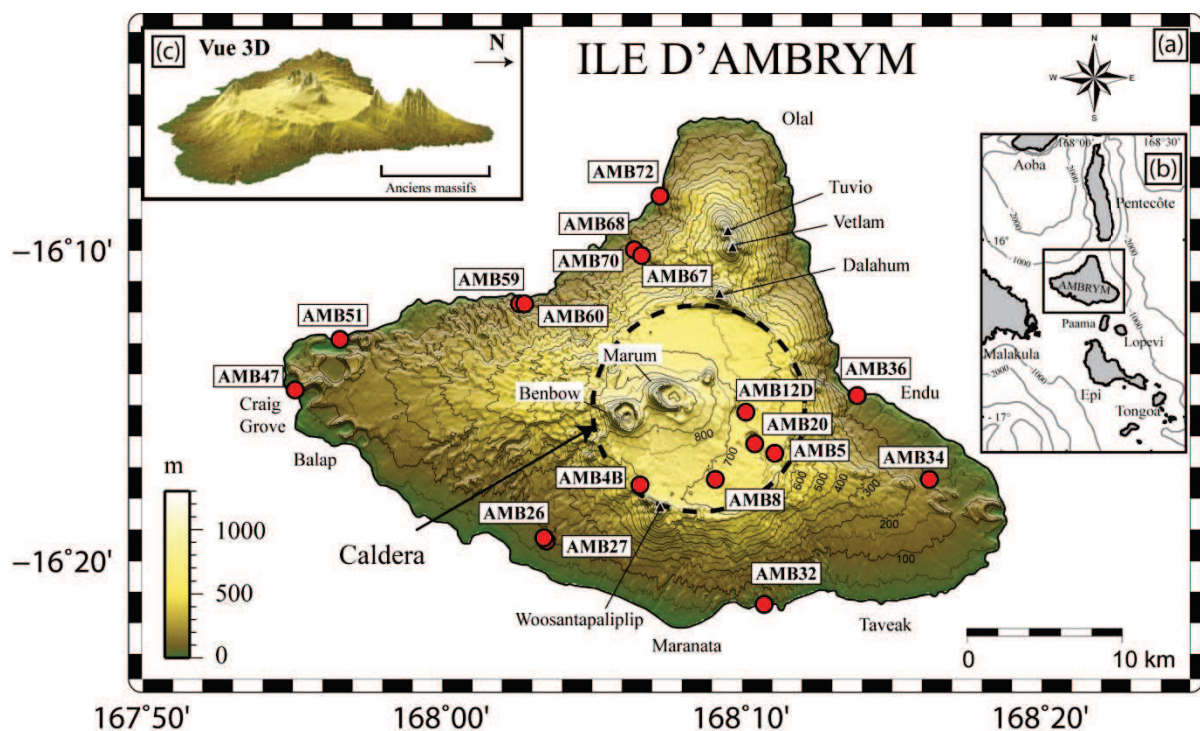


Figure A3.1: (a) Carte de localisation des échantillons de l'île d'Ambrym. (b) Carte de localisation de l'île dans l'arc du Vanuatu. Le modèle numérique de terrain (a) et la vue 3D (c) ont été générés à partir des données SRTM au moyen du logiciel GMT.

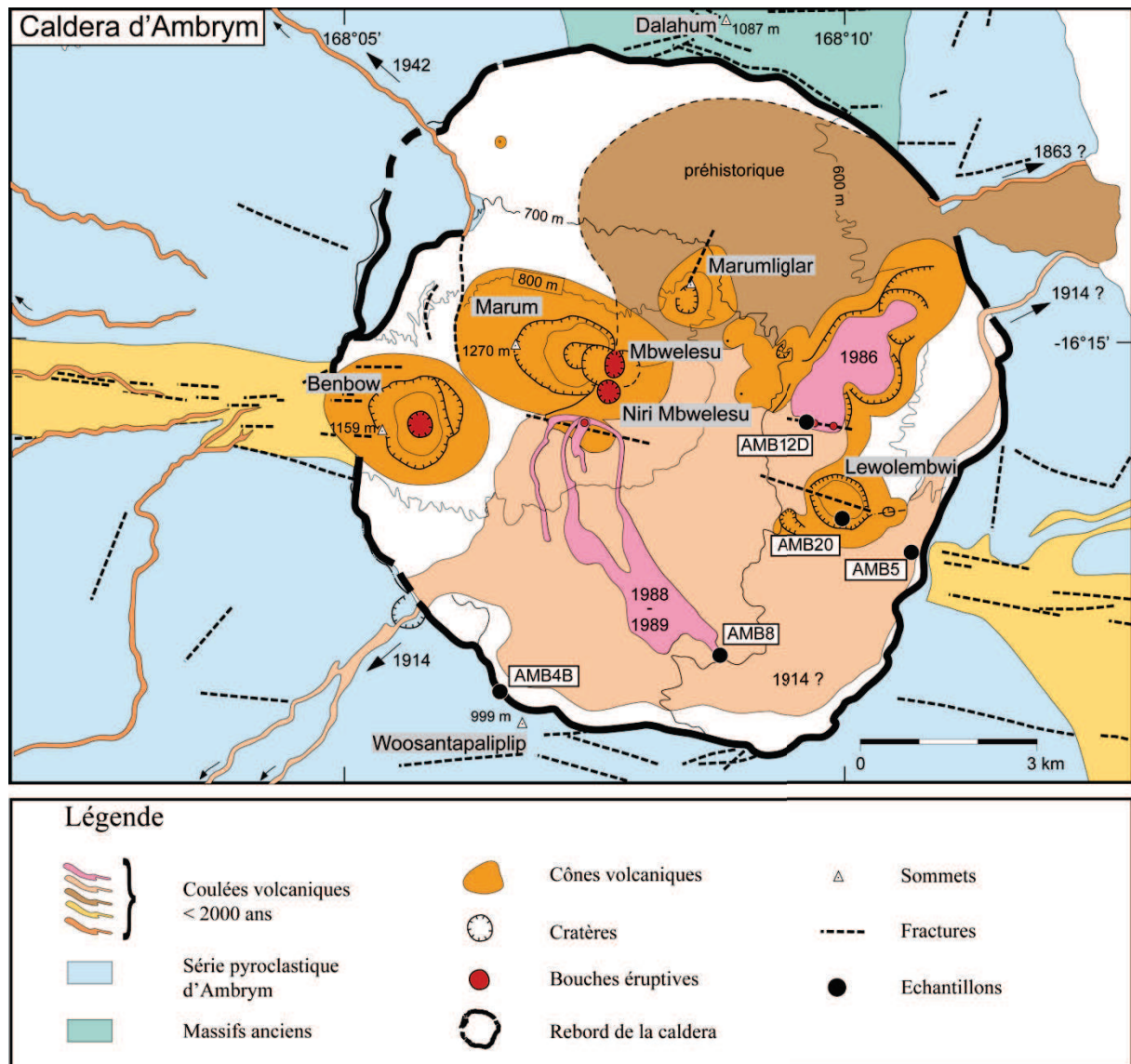


Figure A3.2 : Carte géologique de la caldera d'Ambrym d'après Robin et al. (1993) et une communication personnelle de Claude Robin.

L'île d'Ambrym a été construite en quatre épisodes volcaniques distincts (Robin et al., 1991 ; Robin et al., 1993 ; Picard et al., 1995) et comprend : (1) les vestiges d'un vieil édifice au Nord comprenant les 3 cônes du Tuvio, Vetlam et Dalahum alignés selon la direction N10°, et constitués principalement par des ankaramites, (2) un volcan bouclier basaltique de forme ovale allongée E-O parallèle à une zone de fracture régionale active orientée N100°, (3) une série pyroclastique hétérogène recouvrant l'édifice basal (constituée de 4 niveaux), (4) des produits de l'activité post-caldera, émis le long d'une zone de rift large de 3 km traversant l'île d'Est en Ouest en passant par le centre de la caldera. Actuellement l'activité volcanique est focalisée principalement au niveau des événements actifs du Marum et du Benbow, ainsi qu'au niveau de cratères de maar sur les côtes est et ouest de l'île. Les quelques datations effectuées sur les laves de l'île fournissent toutes des âges inférieurs à 0,1 Ma (Monjaret, 1989 ; Peate et al., 1997).

L'activité volcanique historique de l'île d'Ambrym est observée depuis le milieu du 19^{ème} siècle. Les éruptions majeures se sont produites en 1888, 1894, 1913-14, 1929, 1937, 1942, 1952-53, 1957 (Fisher, 1957 ; Williams et Curtis, 1964 ; Gèze, 1966), et les dernières en 1986 et 1988-1989 se sont traduites par des coulées de laves intra-caldera (Eissen et al., 1991a).

Les études géophysiques par gravimétrie ont révélé un amincissement de la croûte d'ouest en est sous Ambrym, passant de 25 à 19 km d'épaisseur (Malahoff, 1970). Les études magnétiques ont permis de mettre en évidence la présence de plusieurs chambres magmatiques superficielles localisées sous la caldera et sous la partie est de l'île (Malahoff, 1970). Plus récemment une étude sismologique du tremor à très longue période, a permis d'identifier deux sources magmatiques actives sous la caldera : l'une (la plus active) sous la zone à partir de laquelle a été émise la coulée de lave andésitique de 1986 à l'est de la caldera et l'autre située à l'ouest sous les cônes du Marum (coulée basaltique de 1988) et du Benbow (Legrand et al., 2005). Les profondeurs estimées de ces corps magmatiques sont comprises entre 3,5 et 3,7 km par rapport à la caldera. La présence de deux chambres magmatiques sous la caldera semble en accord avec le volcanisme bimodal observé entre 1986 et 1989 ainsi qu'avec la structure interne complexe du volcan.

L'échantillonnage de cette île a été réalisé en 1990 par une équipe de l'Orstom au cours de la campagne de terrain AMBRYM. Les échantillons récoltés au cours de cette étude ont été analysés et leur étude a donné lieu à plusieurs publications : Robin et al. (1993), et Picard et al. (1995)

Cette île, principalement de composition basaltique, contient toutefois des produits volcaniques avec une large gamme de variation des teneurs en silice (48 - 66 %) s'étendant des basaltes aux dacites. Cette île se caractérise d'un point de vue géochimique par l'émission prédominante de séries calco-alcalines riches en potassium (HK), typique de la zone de collision avec la ride d'Entrecasteaux, mais également par des séries calco-alcalines moyennement enrichies en potassium (MK), principalement enregistrées au niveau de la série pyroclastique et des anciens édifices.

Les anciens massifs sont exclusivement constitués de basaltes MK, tandis que le cône principal et la série pyroclastique présentent des basaltes jusqu'à des produits différenciés avec les deux type d'enrichissements en K_2O . Les laves post-caldera : sont principalement des basaltes HK à l'exception de l'échantillon AMB12D (andésite HK).

Dans des diagrammes binaires d'éléments majeurs (cf. Chapitre V, Fig. V.6), MgO , Fe_2O_3 , et CaO montrent une corrélation négative avec SiO_2 , tandis que Na_2O (non montré) et K_2O présentent des corrélations positives avec une légère inflexion autour de 51% de SiO_2 . La teneur en Al_2O_3 augmente fortement jusqu'à 51 % de SiO_2 , puis chute légèrement pour des valeurs plus élevées.

Les laves pré- et syn-caldera montrent des spectres de terres rares hétérogènes, tandis que les laves post-caldera ont des spectres très homogènes (parallèles entres eux) à l'exception de l'échantillon AMB12D. Les basaltes riches en K_2O , provenant des différentes séquences volcaniques, sont globalement tous très similaires et se distinguent des basaltes pauvres en K_2O (anciens massifs)

par des enrichissements plus forts en LREE. Les produits différenciés provenant des deux séries présentent tous des rapports $(La/Sm)_N$ plus élevés, et des rapports $(Dy/Yb)_N$ plus faibles que leurs équivalents basaltiques.

Les spectres d'éléments en trace des laves d'Ambrym se caractérisent par un enrichissement en éléments mobiles dans les fluides et des appauvrissements en HFSE comparés aux terres rares de même degré d'incompatibilité, typique du magmatisme d'arc.

D'un point de vue isotopique, les laves d'Ambrym présentent des signatures comparables aux volcans situés en face de la collision de la ride d'Entrecasteaux. Elles montrent des compositions isotopiques parmi les moins (Nd, Hf) et les plus (Sr) radiogéniques de l'archipel du Vanuatu. Les signatures isotopiques en Pb sont intermédiaires entre celles de Gaua et de Paama (cf. Chapitre III) avec des rapports $^{206}Pb/^{204}Pb$ peu radiogéniques (18,30-18,45).

Les laves appartenant aux deux séries en K_2O ont des signatures isotopiques et des rapports d'éléments traces distincts : les laves les plus pauvres en K_2O ont des rapports isotopiques (Nd-Hf) plus radiogéniques, des rapports Ba/Th plus élevés, et des rapports La/Yb plus faibles que les laves riches en K_2O . Ceci est probablement lié à la participation de deux sources mantelliques différentes. La source 1 à l'origine des laves pauvres en K_2O est principalement métasomatisée par des fluides (fort Ba/Th) issu de la déshydratation du panneau plongeant, tandis que la source 2 est métasomatisée par un produit de fusion issus des sédiments subductés (radiogéniques en Nd-Hf).

Les deux sources semblent fondre de façon concomitante, les deux séries étant enregistrées dans la série pyroclastique, et dans les laves du cône principal. Les deux types de magmas ne semblent pas se mélanger jusqu'à leur émission en surface.

Annexe 3 – Ambrym

	Echantillon	Type	TAS	Altération	LOI ≥ 0,7 %	Texture	% de phéno-cristaux	Taux de vésicules	Phénocristaux			Matrice		Remarques
									OI	Cpx	PI	Microlithes	Verre	
Massifs anciens	AMB68	ankaramite (volante)	Bas	x		P M	50		x (alt)	xxx (alt)	xxx	PI Cpx OI Ox		Gros cristaux. Altération en bordure des cristaux
	AMB72	ankaramite	Bas			P M	30		x	xxx	x	PI Cpx OI Ox		Très cristallisé
Cône principal	AMB32	coulée de lave	Bas	(x)		P	30	x	x	xx	xx	PI Cpx OI Ox	xx	Plagioclase dominant. Bordure des cristaux altérées
	AMB36	coulée de lave	BA			M	< 10	x		x	x	PI Cpx OI Ox	xx	-
	AMB59	coulée de lave	BA			M	< 10			x	x	PI Cpx OI Ox	xx	Enclave microcristallisée de 0,5 cm (PI Cpx Ox)
Série pyroclastique	AMB60A	ponce foncée	And			V		xxx				PI Cpx Ox	xxx	Cristaux très petits
	AMB 60B1	ponce grise claire	Dac	(x)	4,34	M	< 10	x		(x) (alt)	x	PI Cpx Ox	xx	Quelques minéraux altérés
	AMB 70	bloc vitreux	Dac			Vi	< 10				(x)	PI Ox	xxx	Baguettes de plagioclase orientées
	AMB60H	bombe	BA	xx	0,7	P	10	xxx		x	x	PI Ox		Présence d'un peu de calcite dans les vacuoles
	AMB 4B	scorie	Bas			P	20	x		xx	x	PI Cpx Ox		Altération en bordure de cristaux. Fantômes de Cpx
Post-caldera	AMB5	lave (volante)	Bas			P	15		x	xx		PI Cpx OI Ox	x	Minéraux peu automorphes
	AMB 8	coulée de lave	Bas											Pas de lame
	AMB12D	coulée de lave	And			P	15	xxx	x	x	x	PI Cpx OI Ox	xx	-
	AMB20	coulée de lave	Bas			P M	10		x	x		PI Cpx OI Ox		-
	AMB 26	coulée de lave	Bas			P	10	x		x	xx	PI Cpx OI Ox	x	-
	AMB27	lave (volante)	Bas			P	20		(x)	xx		PI Cpx OI Ox	xx	-
	AMB 34	coulée de lave	Bas			M	< 10	x		(x)	(x)	PI Cpx OI Ox	xx	Petits cristaux
	AMB 47	bombe de magma juvénile	Bas			P M	15	xxx		xx	xx	PI Cpx OI Ox	x	-
	AMB 51	bombe de magma juvénile	Bas			P Vi	10	xxx	(x)	(x)	xx	PI Ox	xxx	-
	AMB67	coulée de lave	Bas			P M	10	x	x	xx		PI Cpx OI Ox		-

Tableau A3.1 : Description pétrologique des laves d'Ambrym utilisées pour cette étude. TAS correspond au type de roche dans un diagramme « total alkali silica » selon la classification rapportées par Le Bas et al. (1986). Les abréviations utilisées sont (1) pour le type de roche : Bas pour basalte, AB pour andésite basaltique, And pour andésite, (2) pour la texture : porphyrique (P), microlitique (M), vésiculée (V) et (3) pour les microlithes : l'olivine (OI), le clinopyroxène (Cpx), le feldspath plagioclase (PI), et l'oxyde ferro-titané (Ox). Le nombre de croix indique l'importance de l'altération, du taux de vésiculation des laves et de la proportion de la phase minéralogique ou du verre matriciel, tandis que la croix entre parenthèses indique au contraire la rareté. (alt) signifie que la phase minéralogique est altérée. La mise en gras de PI indique une forte prédominance du plagioclase dans les microlithes.

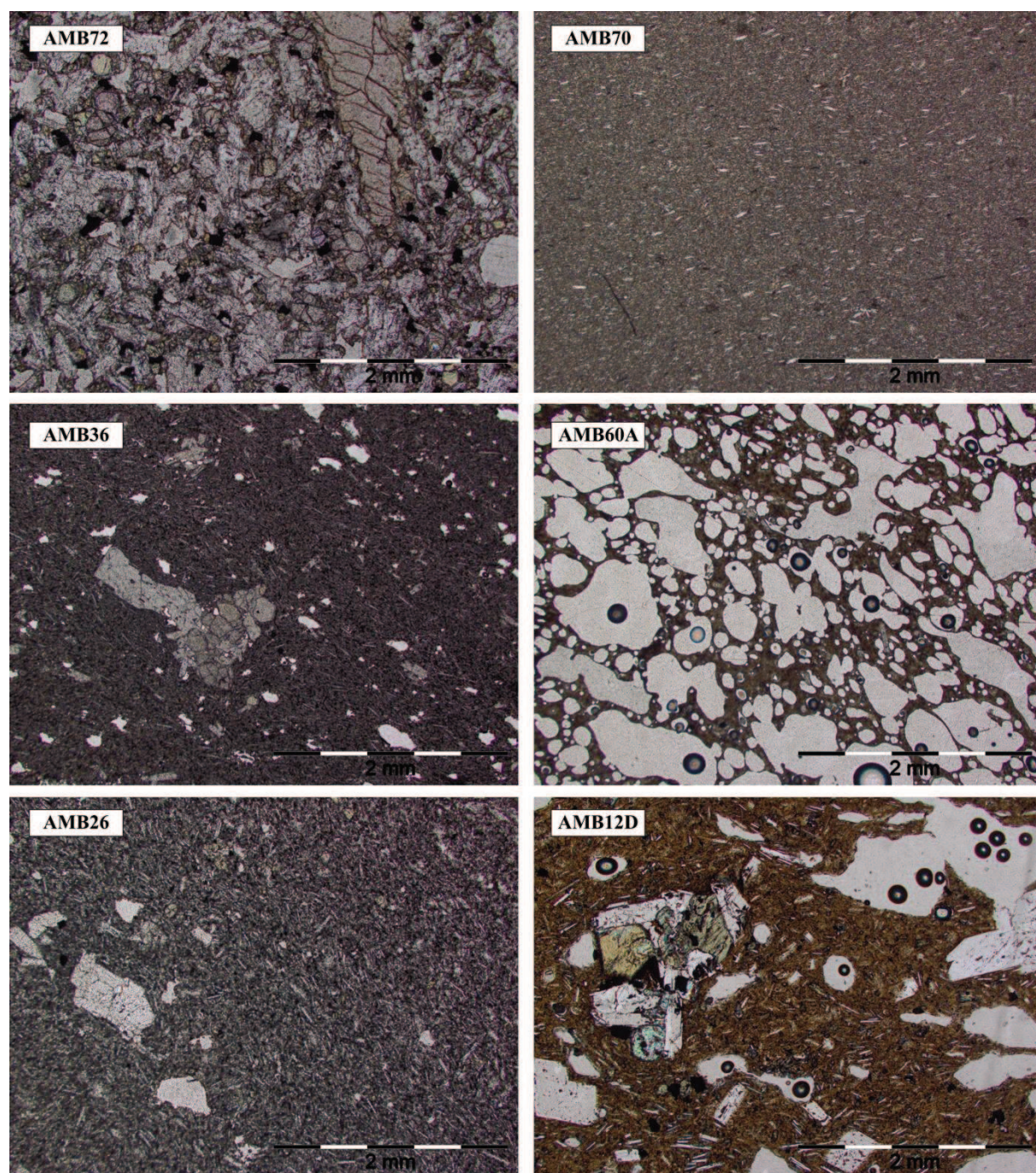


Figure A3.3 : Photos de lames minces d'échantillons d'Ambrym, vues au microscope en lumière naturelle

Annexe 3 – Ambrym

Echantillons	Pré- caldera		Syn- caldera			Série pyroclastique d'Ambrym (SPA)				
	Ancien édifice		Cône principal			Série pyroclastique d'Ambrym (SPA)				
Type de roche	AMB68 ankaramite (volante)	AMB72 ankaramite	AMB32 coulée de lave	AMB36 coulée de lave	AMB59 coulée de lave	AMB60A ponce foncée	AMB 60B1 ponce grise claire	AMB 70 bloc vitreux	AMB60H ^L bombe	AMB 4B scorie
Précision	-	-	-	-	-	SPA 1	SPA 1	SPA 1	SPA 2	Woosantap- alilip (SPA 4)
Latitude	S 16° 10' 12"	S 16° 8' 27"	S 16° 21' 35"	S 16° 14' 51"	S 16° 11' 57"	S 16° 11' 58"	S 16° 11' 58"	S 16° 10' 12"	S 16° 11' 58"	S 16° 17' 45"
Longitude	E 168° 6' 26"	E 168° 7' 15"	E 168° 10' 45"	E 168° 13' 51"	E 168° 2' 34"	E 168° 02' 46"	E 168° 02' 46"	E 168° 6' 26"	E 168° 02' 46"	E 168° 6' 37"
Poids %										
SiO ₂	48,76	48,26	49,46	52,45	54,85	60,27	66,17	65,41	54,26	50,37
TiO ₂	0,67	0,80	0,68	0,98	0,89	0,61	0,42	0,50	0,86	0,76
Al ₂ O ₃	13,83	14,68	18,74	16,50	15,97	15,34	14,91	15,75	15,99	14,65
Fe ₂ O ₃ (t)	9,74	10,65	10,46	10,64	11,06	8,90	5,90	5,57	11,43	11,24
MnO	0,17	0,19	0,18	0,18	0,23	0,21	0,16	0,17	0,22	0,19
MgO	11,56	10,11	4,66	4,37	3,53	2,47	1,10	0,90	3,86	8,23
CaO	13,04	12,44	12,00	8,70	8,25	6,21	3,14	2,90	8,53	10,99
Na ₂ O	1,72	2,05	2,38	3,23	3,37	3,74	5,45	4,63	3,21	2,25
K ₂ O	0,38	0,64	1,20	2,53	1,55	2,05	2,59	3,97	1,29	1,10
P ₂ O ₅	0,13	0,19	0,23	0,42	0,30	0,19	0,16	0,20	0,35	0,23
LOI	-0,03	-0,29	0,02	-0,08	-0,1	0,26	4,34	0,08	0,7	0,49
Total	100,46	100,2	99,7	99,63	100,72	99,65	98,8	100,07	99,85	100,16
ppm										
Sc	48	43	32	24	30	22	12	11	29	34
V	245	279	284	360	245	167	30	24	244	344
Cr	620	381	65	21	15	14	2	2	14	437
Co	50	49	36	32	31	20	6	8	38	45
Ni	130	101	27	34	13	14	5	3	12	133
Li	4,6	5,3	8,7	11,6	11,5	17,6	27,9	24,2	8,0	7,3
Rb	3,4	10,8	19,2	48,4	24,2	39,4	35,9	72,2	22,1	18,3
Sr	292	325	611	671	413	347	264	326	431	461
Y	13,0	15,5	14,8	19,2	27,0	31,4	30,2	28,5	24,7	15,4
Zr	32	42	53	94	77	117	114	183	75	57
Nb	1,90	1,67	2,38	5,10	1,95	2,39	1,96	1,57	2,50	3,34
Cs	0,08	0,35	0,58	1,28	0,50	1,26	0,74	2,22	0,75	0,66
Ba	131	156	291	471	410	569	618	771	391	263
La	3,3	4,2	7,6	12,8	9,5	12,5	15,0	19,1	8,8	7,2
Ce	8,1	10,5	17,1	28,2	20,7	27,6	35,5	39,7	20,1	16,5
Pr	1,25	1,58	2,37	3,73	2,98	3,69	4,50	5,14	2,78	2,30
Nd	6,3	7,9	10,9	16,6	13,9	16,6	19,7	21,4	13,0	10,8
Sm	1,90	2,30	2,76	3,96	3,73	4,26	4,92	4,84	3,49	2,78
Eu	0,71	0,83	0,93	1,26	1,25	1,22	1,35	1,26	1,18	0,93
Gd	2,27	2,67	2,87	3,91	4,22	4,59	4,88	4,63	3,88	2,96
Tb	0,37	0,44	0,43	0,57	0,68	0,76	0,80	0,72	0,63	0,45
Dy	2,39	2,81	2,68	3,46	4,47	5,10	5,19	4,65	4,16	2,80
Ho	0,50	0,59	0,54	0,70	0,95	1,10	1,09	0,98	0,89	0,57
Er	1,43	1,68	1,55	2,00	2,82	3,32	3,20	2,98	2,63	1,64
Yb	1,32	1,56	1,45	1,91	2,74	3,38	3,19	3,12	2,53	1,54
Lu	0,19	0,23	0,21	0,28	0,41	0,51	0,48	0,47	0,39	0,23
Hf	1,00	1,23	1,48	2,49	2,12	3,14	3,37	4,59	2,10	1,59
Ta	0,05	0,06	0,09	0,20	0,12	0,18	0,25	0,33	0,12	0,12
Pb	1,75	2,38	4,19	7,58	6,07	8,83	5,44	11,96	5,90	3,61
Th	0,38	0,51	1,05	1,83	1,32	2,03	2,13	3,53	1,27	0,94
U	0,10	0,18	0,34	0,62	0,49	0,77	0,67	1,32	0,46	0,34
Isotopes										
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,704173	0,704167	0,704385	0,704406	0,704311	0,704332	0,704529	0,704325	0,704360	0,704344
2σ	10	8	7	8	8	8	6	5	5	6
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0,512936	0,512934	0,512914	0,512896	0,512954	0,512947	0,512952	0,512924	0,512962	0,512917
2σ	16	14	8	8	6	6	7	4	4	4
εNd	5,81	5,77	5,38	5,03	6,16	6,03	6,13	5,58	6,32	5,44
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	18,369	18,363	18,362	18,358	18,407	18,396	18,376	18,392	18,411	18,382
2σ	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	15,540	15,548	15,539	15,539	15,540	15,538	15,541	15,541	15,541	15,538
2σ	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	38,429	38,409	38,438	38,445	38,439	38,435	38,410	38,430	38,437	38,425
2σ	2	1	2	2	1	2	2	2	3	2
¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf	0,283136	0,283149	0,283130	0,283116	0,283158	0,283141	0,283162	0,283128	0,283158	0,283122
2σ	11	8	5	8	10	8	4	4	4	4
εHf	12,9	13,3	12,6	12,2	13,6	13,0	13,8	12,6	13,7	12,4

Tableau A3.2: Résultats des analyses géochimiques en roche totale des échantillons d'Ambrym. La valeur en italique du ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr de l'échantillon AMB60B1 est très élevée, probablement dû à l'état d'altération de l'échantillon. L'acquisition des données est semblable à celle décrite dans le tableau A2.2. L : échantillon leaché avec du 6M HCl avant l'analyse isotopique en Sr.

Annexe 3 – Ambrym

	Post- caldera									
	Récént intra-caldera						Récént extra- caldera			
Echantillons	AMB5	AMB 8	AMB12D	AMB20	AMB 26	AMB27	AMB 34	AMB 47	AMB 51	AMB67
Type de roche	lave (volante)	coulée de lave	coulée de lave	coulée de lave	coulée de lave	lave (volante)	coulée de lave	bombe de magma	bombe de magma	coulée de lave
Précision	cascade Wisal - bord de la caldera	Marum 1988	Est caldera 1986	Est caldera maar Lewolembwi	1914	anté-1914	1888	maar de la pointe ouest	maar de la pointe ouest	-
Latitude	S 16° 16' 45"	S 16° 17' 36"	S 16° 15' 25"	S 16° 16' 28"	S 16° 19' 33"	S 16° 19' 33"	S 16° 17' 36"	S 16° 14' 43"	S 16° 13' 6"	S 16° 10' 24"
Longitude	E 168° 11' 5"	E 168° 9' 8"	E 168° 10' 7"	E 168° 10' 26"	E 168° 03' 27"	E 168° 03' 27"	E 168° 16' 15"	E 167° 55' 3"	E 167° 56' 35"	E 168° 6' 40"
<i>Poids %</i>										
SiO ₂	50,19	50,47	59,72	49,54	50,58	50,47	51,08	50,89	50,94	49,05
TiO ₂	0,75	0,93	0,78	0,85	0,96	0,70	0,96	0,95	0,93	0,69
Al ₂ O ₃	13,11	15,92	16,10	15,86	15,85	14,49	15,97	16,03	16,36	14,69
Fe ₂ O ₃ (t)	11,46	12,56	8,23	12,42	12,86	10,78	12,70	12,52	12,11	12,01
MnO	0,20	0,22	0,20	0,21	0,23	0,19	0,23	0,23	0,22	0,21
MgO	8,19	4,91	2,00	5,67	4,64	9,62	4,49	4,46	4,44	8,32
CaO	12,37	10,01	5,09	11,04	9,77	10,20	9,27	9,57	9,91	11,54
Na ₂ O	2,16	2,74	4,03	2,51	2,79	2,20	2,94	3,11	2,95	2,20
K ₂ O	1,33	1,90	3,40	1,61	1,98	1,12	2,01	1,89	1,80	1,08
P ₂ O ₅	0,25	0,34	0,45	0,30	0,35	0,22	0,35	0,35	0,34	0,22
LOI	-0,36	-0,59	0	-0,59	-0,41	0,01	-0,4	0	-0,31	-0,31
Total	99,75	99,28	100,1	99,93	99,93	100,27	100,42	99,82	100	99,8
<i>ppm</i>										
Sc	43	32	15	32	30	33	29	28	29	37
V	298	350	132	340	375	275	355	354	352	304
Cr	342	15	3	51	10	306	4	17	12	278
Co	49	40	18	45	41	48	39	41	39	49
Ni	69	28	2	35	24	180	17	19	27	109
Li	8,3	11,6	20,2	9,4	11,5	7,8	12,1	11,7	11,0	8,5
Rb	23,5	35,6	66,4	27,4	36,0	16,4	36,7	35,4	33,7	19,4
Sr	492	639	523	616	642	414	644	638	651	502
Y	14,6	19,5	28,1	16,5	20,2	15,8	21,0	20,0	20,3	14,5
Zr	54	75	149	62	76	56	78	77	77	49
Nb	2,51	2,36	2,19	3,08	3,88	2,10	1,33	0,78	5,68	1,03
Cs	0,56	0,96	1,84	0,44	0,96	0,48	1,00	0,95	0,93	0,54
Ba	281	392	649	349	397	237	396	399	387	288
La	7,8	10,5	18,2	9,1	10,8	7,2	11,1	10,9	10,5	7,0
Ce	17,5	23,6	39,2	20,2	24,6	16,0	25,0	24,4	23,7	16,0
Pr	2,42	3,22	5,21	2,76	3,35	2,24	3,43	3,34	3,24	2,24
Nd	11,2	14,9	22,7	12,6	15,5	10,4	15,8	15,3	15,0	10,3
Sm	2,87	3,79	5,30	3,19	3,92	2,66	4,02	3,85	3,81	2,68
Eu	0,93	1,23	1,53	1,04	1,27	0,88	1,30	1,25	1,25	0,89
Gd	2,98	3,92	5,11	3,24	4,04	2,84	4,12	3,89	3,93	2,81
Tb	0,44	0,58	0,77	0,49	0,59	0,44	0,61	0,58	0,59	0,42
Dy	2,67	3,52	4,81	2,99	3,66	2,75	3,75	3,60	3,66	2,63
Ho	0,54	0,71	0,98	0,61	0,74	0,57	0,76	0,73	0,74	0,54
Er	1,53	2,03	2,85	1,74	2,10	1,65	2,17	2,06	2,11	1,55
Yb	1,44	1,89	2,81	1,61	1,96	1,56	2,04	1,96	1,98	1,43
Lu	0,21	0,28	0,42	0,24	0,29	0,23	0,30	0,29	0,29	0,21
Hf	1,53	2,09	3,79	1,72	2,12	1,56	2,19	2,16	2,10	1,41
Ta	0,11	0,14	0,30	0,12	0,15	0,12	0,15	0,15	0,14	0,08
Pb	4,92	6,06	10,63	4,28	6,22	3,39	6,28	6,08	5,98	3,92
Th	1,05	1,47	2,99	1,24	1,47	0,90	1,51	1,47	1,39	1,00
U	0,35	0,50	1,08	0,41	0,51	0,31	0,51	0,51	0,49	0,32
<i>Isotopes</i>										
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,704365	0,704386	0,704375	0,704316	0,704393	0,704260	0,704378	0,704395	0,704389	0,704332
2σ	8	6	6	6	6	8	6	7	6	8
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0,512906	0,512911	0,512913	0,512910	0,512908	0,512922	0,512900	0,512907	0,512918	0,512944
2σ	8	5	8	8	5	8	5	7	7	8
εNd	5,23	5,33	5,36	5,31	5,27	5,54	5,11	5,25	5,46	5,97
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	18,316	18,343	18,386	18,316	18,340	18,426	18,348	18,340	18,312	18,350
2σ	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	15,533	15,532	15,534	15,532	15,532	15,540	15,534	15,534	15,537	15,538
2σ	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	38,411	38,410	38,422	38,402	38,412	38,426	38,416	38,416	38,379	38,425
2σ	1	2	1	2	1	2	2	2	2	2
¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf	0,283118	0,283120	0,283122	0,283122	0,283113	0,283127	0,283128	0,283125	0,283124	0,283152
2σ	6	4	5	6	4	5	5	4	4	8
εHf	12,2	12,3	12,4	12,4	12,0	12,5	12,6	12,5	12,5	13,4

Tableau A3.2 (suite) : Les teneurs en éléments majeurs sont données sur une base anhydre normalisées à 100 %, avec le fer total donné sous la forme Fe₂O₃ (t) (Picard et al., 1995).

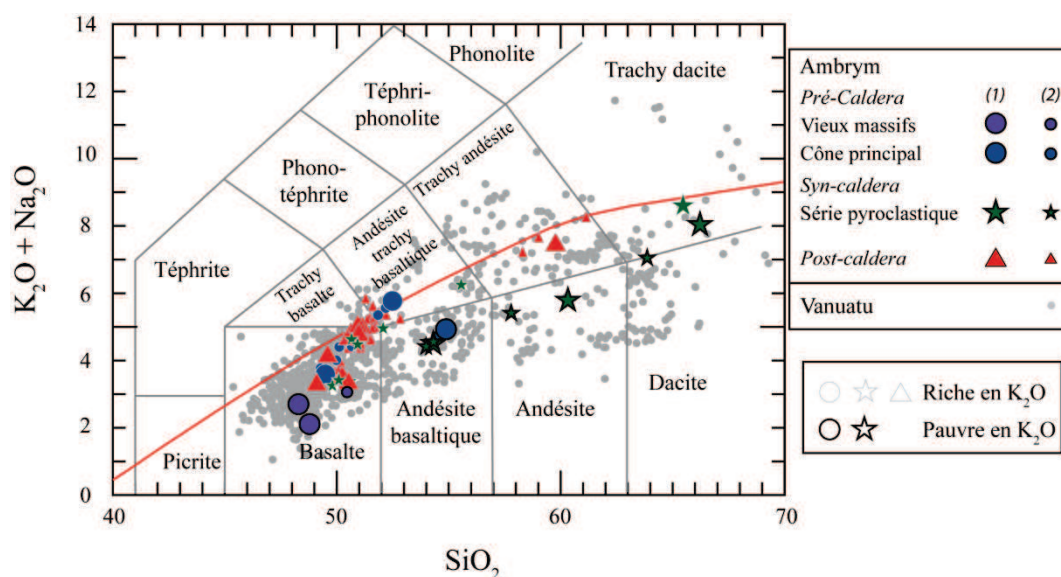


Figure A3.4: Diagramme Total Alcalins Silice (TAS) (Le Bas et al., 1986), présentant la gamme de variation des laves d'Ambrym. (1) Les échantillons de cette étude sont marqués d'un grand symbole. (2) Les données marquées d'un petit symbole correspondent aux échantillons de la bibliographie (Picard et al., 1995), ou de données non publiées fournies par Claude Robin. (c) Les données bibliographiques du Vanuatu proviennent d'une compilation de la base de données Georoc, et de données non publiées fournies par Claude Robin.

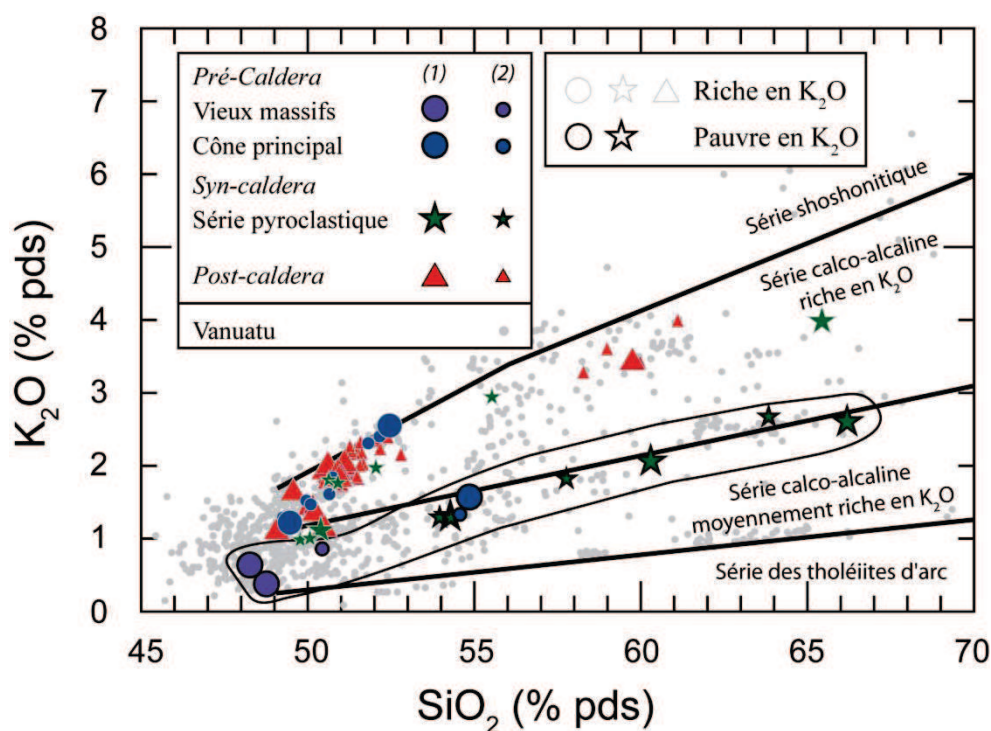


Figure A3.5: Diagramme K_2O versus SiO_2 (en % poids) illustrant la diversité des laves d'Ambrym. Les champs proviennent de l'étude de Peccerillo et Taylor (1976). Les symboles utilisés sont similaires à la figure A3.4.

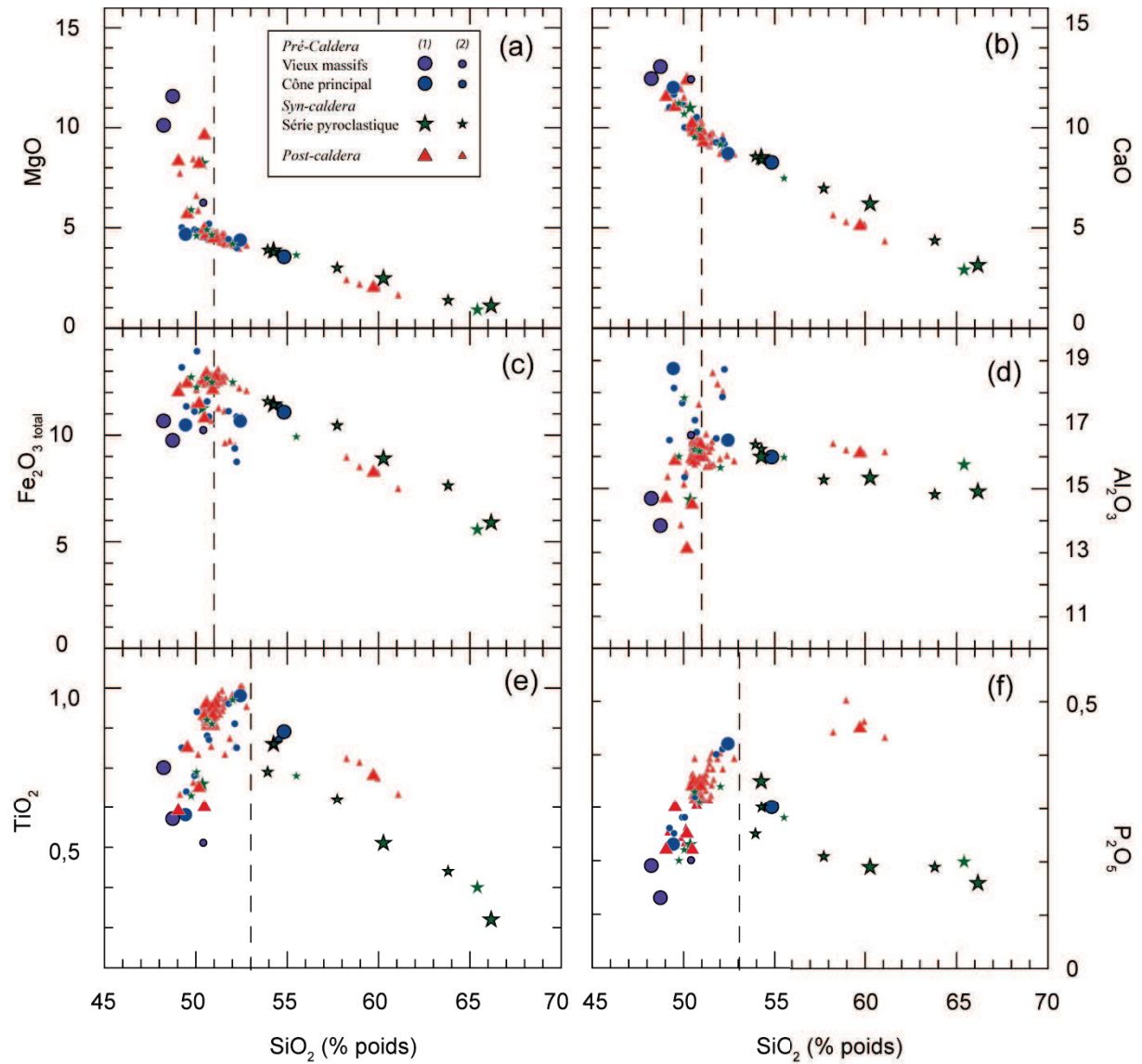


Figure A3.6 : Diagrammes binaires d'éléments majeurs (a) MgO (b) CaO (c) Fe_2O_3 total (d) Al_2O_3 (e) TiO_2 (f) P_2O_5 en fonction de la teneur en SiO_2 (en % poids, recalculés à 100% en base anhydre). La ligne de tirets indique une rupture de pente des données. Les symboles utilisés sont similaires à la figure A3.4.

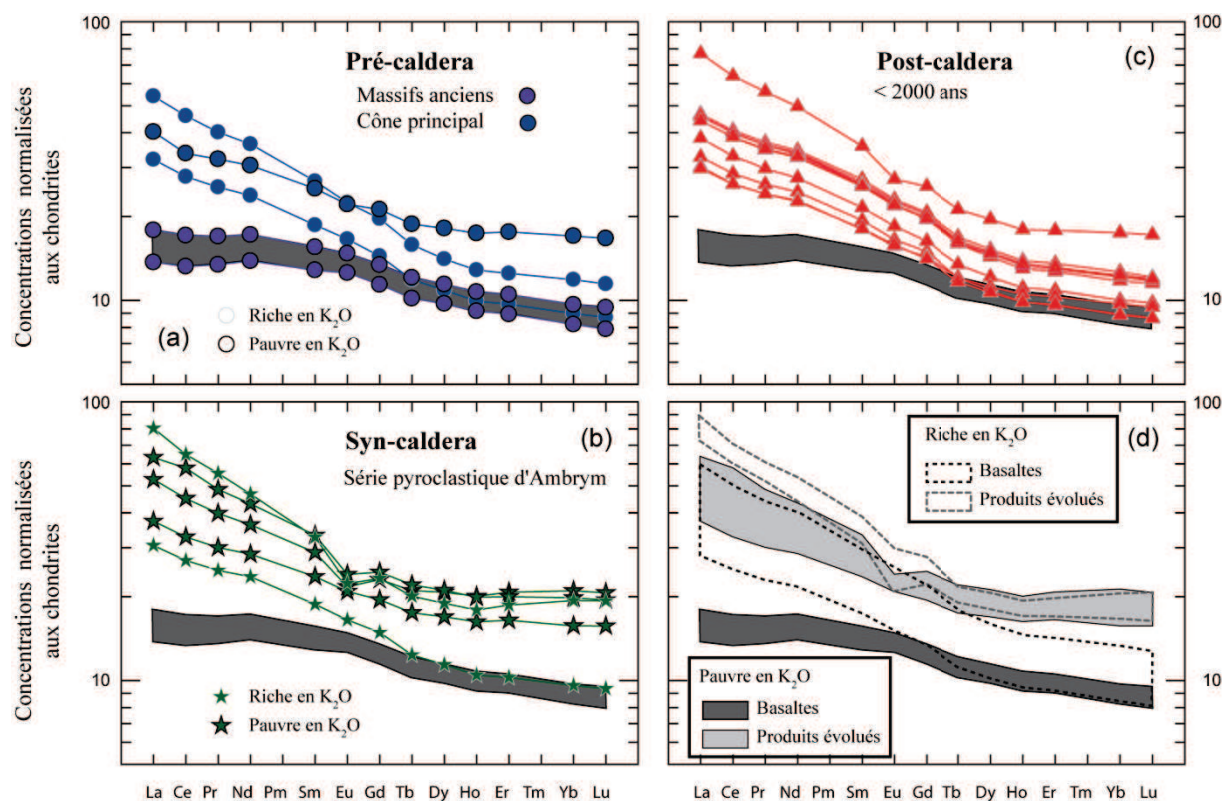


Figure A3.7: Spectres de terres rares normalisés aux chondrites (McDonough et Sun, 1995).

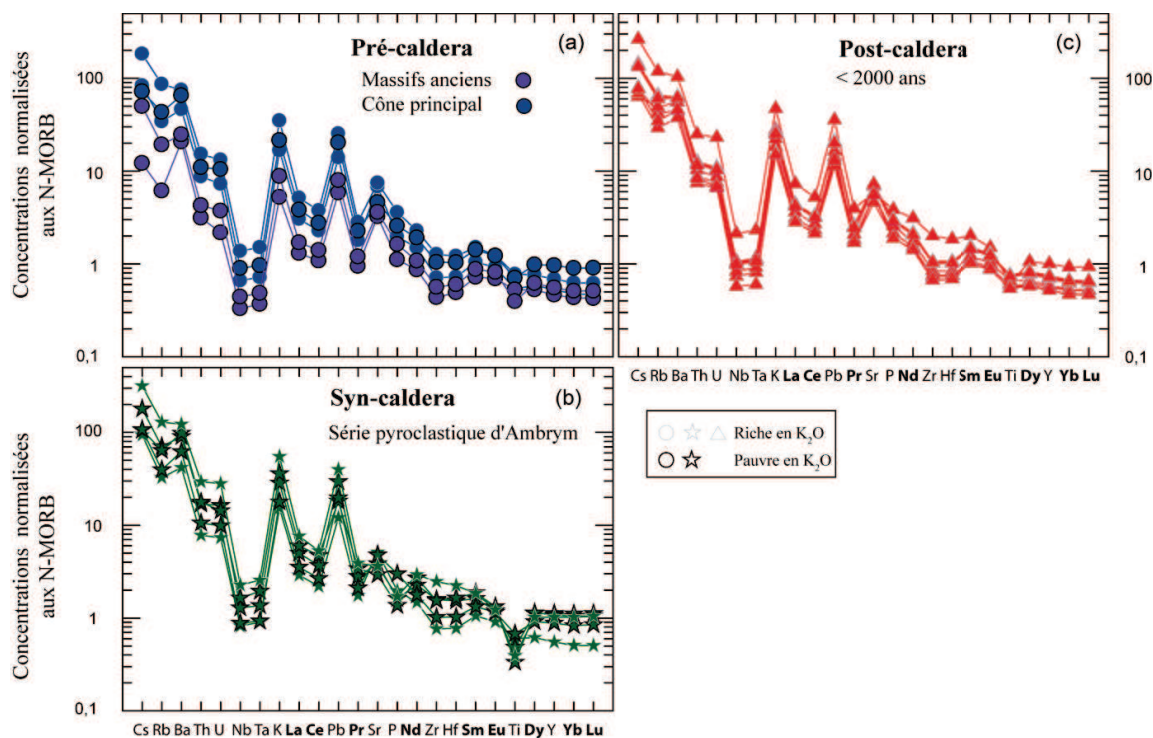


Figure A3.8. : Spectres d'éléments traces normalisés aux N-MORB (Sun et McDonough, 1989)

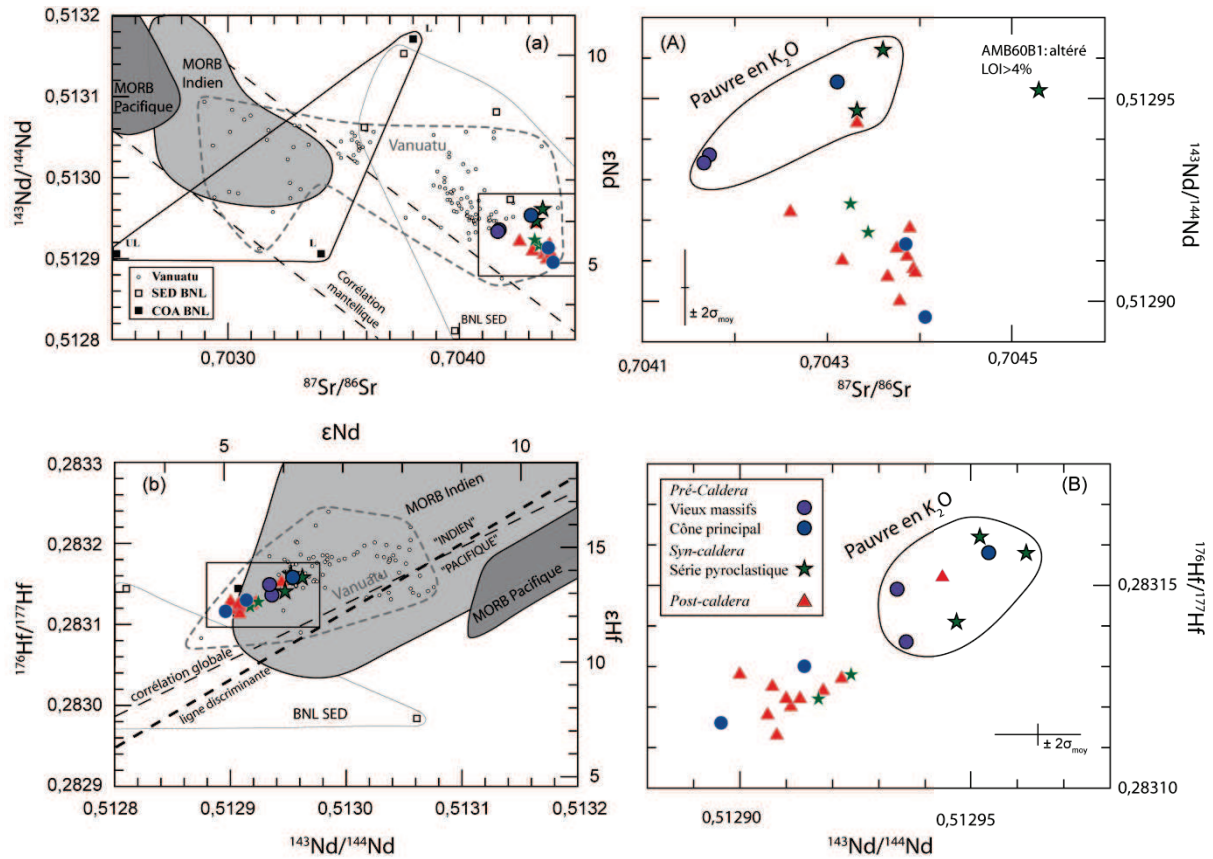


Figure. A3 9 : Diagrammes isotopiques (a) Sr-Nd et (b) Hf-Nd montrant la faible gamme de variation des laves d'Ambrym. (a) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Le champ du manteau délimité par les tirets noirs provient de l'étude de Hofmann et White (1982). (b) $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ou ϵHf - ϵNd . La corrélation mantellique provient de l'étude de Graham et al. (2006). La ligne de discrimination entre les domaines mantelliques indien et pacifique au niveau de la région sud ouest Pacifique provient de l'étude de Pearce et al. (2007). (A) et (B) sont les agrandissements respectifs de (a) et (b) au niveau du champ de l'île d'Ambrym. La précision moyenne des mesures est fournie à $\pm 2\sigma$. COA BNL : Croûte Océanique Altérée du Bassin Nord Loyauté, représentée par des carrés noirs (L et UL, pour échantillon leaché ou non). SED BNL : Sédiments du Bassin Nord Loyauté, représentés par des carrés blancs. Les données du bassin Nord Loyauté proviennent du forage DSDP 286 rapportées par Briquieu et al. (1994), Peate et al. (1997), Pearce et al. (2007).

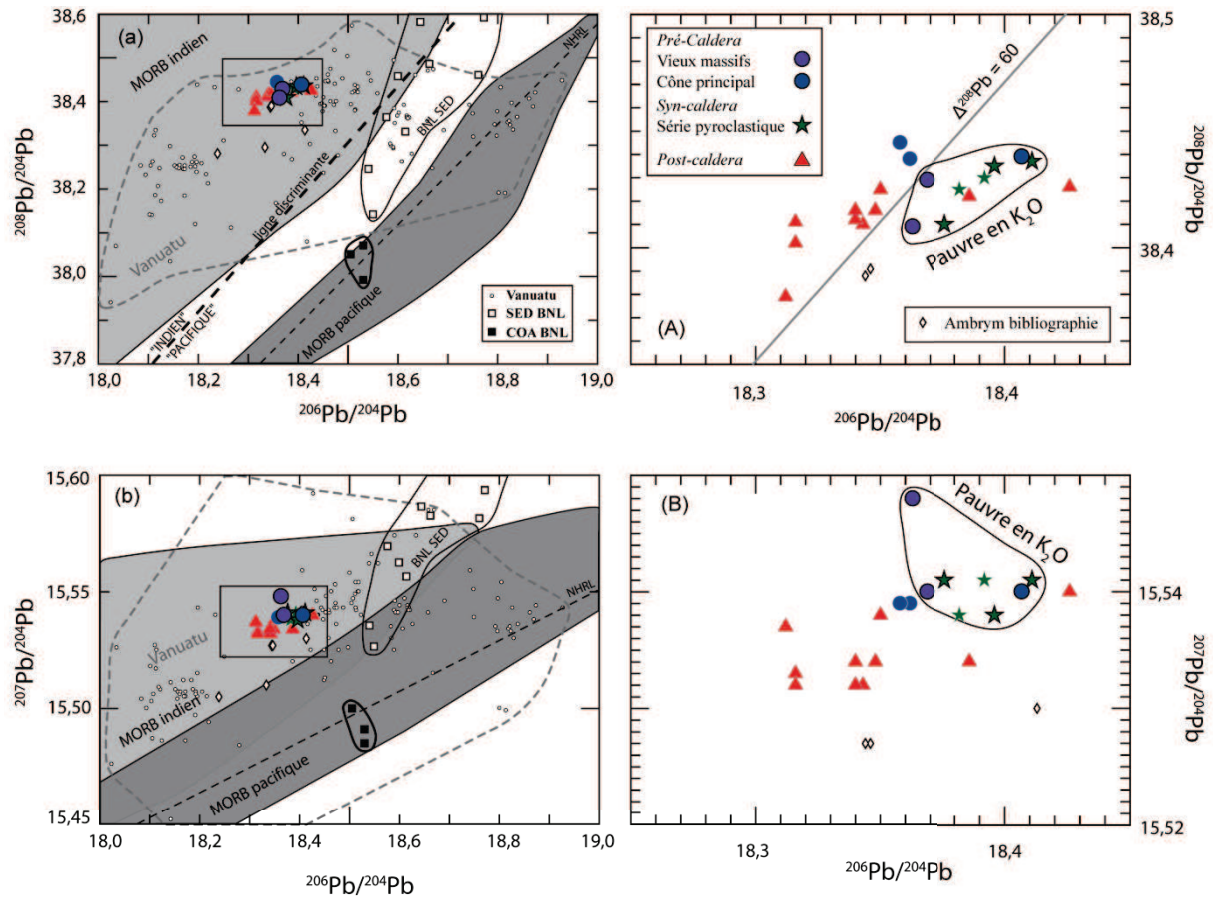


Figure A3.10 : Diagrammes isotopiques Pb-Pb. (a) $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (b) $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, avec un agrandissement au niveau du champ de l'île d'Ambrym, respectivement en (A) et en (B). La "Northern Hemisphere Reference Line" (NHRL) provient de l'étude de Hart (1984). Les champs des MORB proviennent de la base de données rapportée par Meyzen et al. (2007), en utilisant les données de la ride Est Pacifique pour les MORB pacifiques et de la ride Sud Est Indienne pour les MORB indiens (en excluant les données provenant de la discordance Australie-Antarctique). La ligne de discrimination entre les domaines mantelliques dits indien et pacifique provient de l'étude de Kempton et al. (2002). $\Delta^{208}\text{Pb}$ est l'écart à la NHRL, selon l'équation rapportée par Hart (1984). BNL COA : Croûte Océanique Altérée du Bassin Nord Loyauté, représentée par des carrés noirs. BNL SED : Sédiments du Bassin Nord Loyauté, représentés par des carrés blancs. Les données du bassin Nord Loyauté proviennent du forage DSDP 286 rapportées par Briquieu et al. (1994) et Peate et al. (1997), et ne comprennent que les échantillons leachés. Les petits ronds blancs correspondent aux valeurs rapportées pour les laves du Vanuatu provenant des études de Peate et al. (1997), Laporte et al. (1998), Turner et al. (1999), Pearce et al. (2007), et des données de cette thèse. Les données bibliographiques d'Ambrym proviennent de Peate et al. (1997) et de Turner et al. (1999).

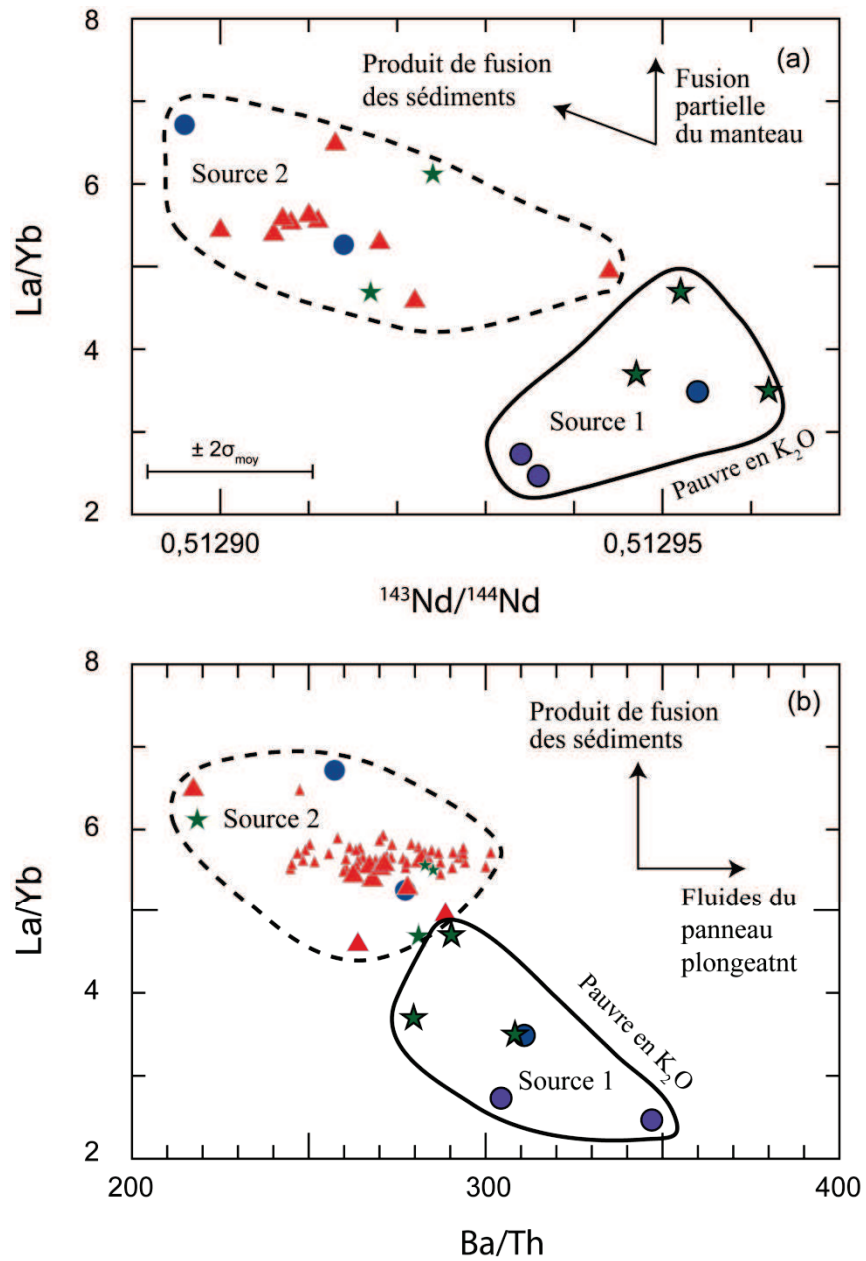


Figure. A3 11 : (a) Digramme La/Yb versus $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et (b) La/Yb versus Ba/Th montrant les variations de source entre les séries riches et pauvres en K_2O . Les figurés sont identiques à ceux de la figure A3.4.

ANNEXE 4 – PAAMA

Paama est une petite île volcanique (8 x 4 km) inactive localisée entre Epi, Lopevi et Ambrym. L'île de Paama, comparée à Lopevi, est plus proche de 10 km de la fosse de subduction. Cette île a été relativement peu étudiée dans la littérature. Elle est principalement constituée de coulée de laves et de coulées pyroclastiques, recoupées par de nombreux dykes. Ces coulées affleurent généralement sous forme de falaise le long de la côte (Warden, 1967). Les datations des roches de l'île donnent des âges inférieurs à 2 Ma (Peate et al., 1997). Dix coulées de laves basaltiques ont été échantillonnées en septembre 2009 le long de la côte ouest de l'île, au niveau des pointes rocheuses. Les laves sont très porphyriques (phénocristaux d'olivine et de clinopyroxène), et parfois légèrement altérés. Toutefois les pertes au feu (LOI) sont toujours inférieures à 0,6 %.

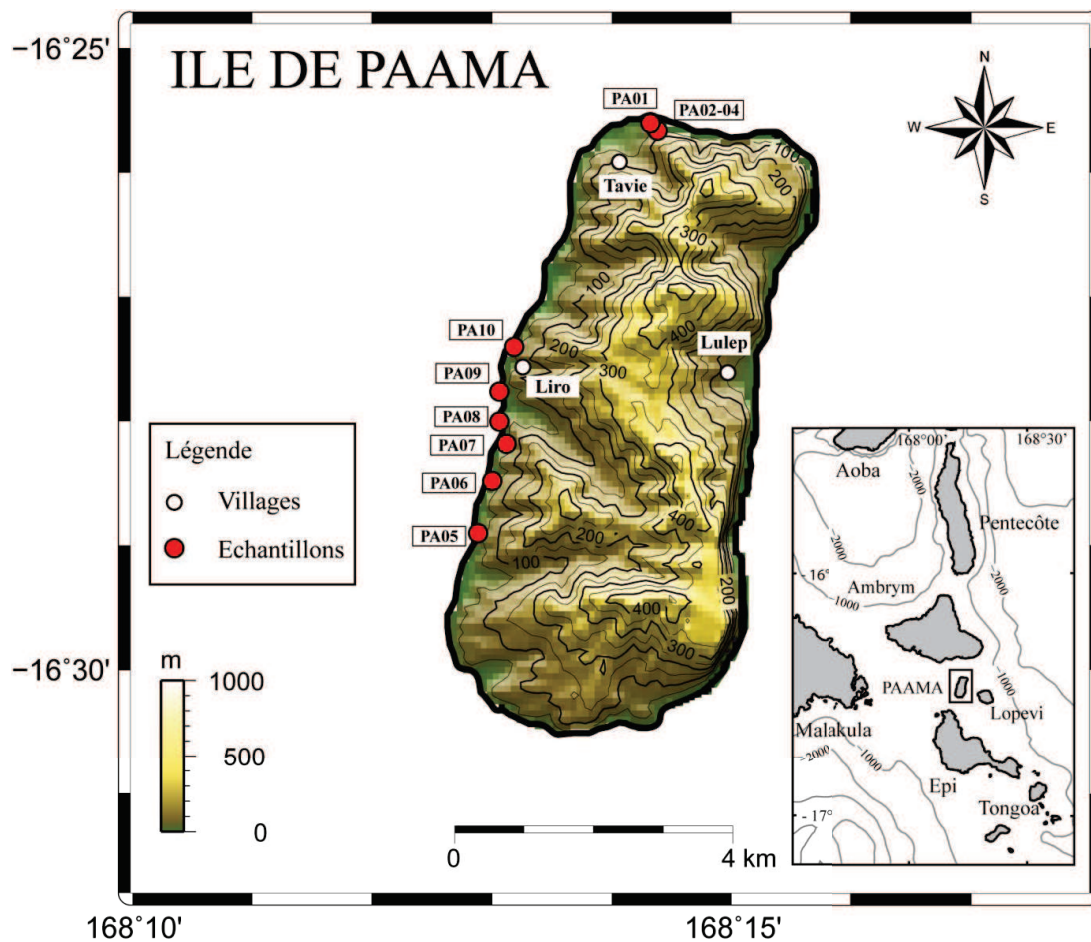


Figure A4.1 : (a) Carte topographique de l'île de Paama, montrant la position des échantillons récoltés lors de la mission de terrain en septembre 2009. Le modèle numérique de terrain et la vue 3D ont été générés à partir des données SRTM au moyen du logiciel GMT. (b) Carte de localisation de l'île de Paama. Les données bathymétriques proviennent de la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA).

Echantillon	Type	TAS	Altération	Texture	% de phéno-cristaux	Taux de vésicules	Phénocristaux			Matrice		Remarques
							Ol	Cpx	Pl	Microlithes	Verre	
PA01	Coulée de Lave	Bas	x	P M	30		x (alt)	xx (alt)	x	Pl Cpx Ol Ox		Altération en bordure et au cœur des cristaux
PA02	Coulée de Lave	Bas		P	20		x	x	xx	Pl Cpx Ol Ox	(x)	
PA03	Galet	Bas	x	P	20	x	x (alt)	x (alt)	xx	Pl Cpx Ol Ox	x	Altération en bordure des cristaux
PA04	Galet	Bas		P	30	x	x	x	xx	Pl Cpx Ol Ox	x	
PA05	Coulée de Lave	Bas	xx	P	20		x	xx (alt)	xx	Pl Cpx Ol Ox		Altération des clinopyroxènes. Beaucoup de petits cristaux
PA06	Coulée de Lave	Bas		P	20	x	xx	xx (alt)	xx	Pl Cpx Ol Ox	x	
PA07	Coulée de Lave	Bas		P	30		xx	x	xx	Pl Cpx Ol Ox	(x)	
PA08	Coulée de Lave	Bas	xx	P M	30		x (alt)	x (alt)	xxx	Pl Cpx Ol Ox		Altération entre les cristaux et en bordure de ceux-ci
PA09	Coulée de Lave	Bas	x	P	20		x	x (alt)	xx	Pl Cpx Ol Ox	(x)	Altération du cœur des cristaux
PA10	Coulée de Lave	Bas	x	P	20	x	x (alt)	x (alt)	xx	Pl Cpx Ol Ox		Altération en bordure des cristaux

Tableau A4.1 : Description pétrologique des laves de Paama utilisées pour cette étude. TAS correspond au type de roche dans un diagramme « total alkali silica » selon la classification rapportées par Le Bas et al. (1986). Les abréviations utilisées sont (1) pour le type de roche : Bas pour basalte, AB pour andésite basaltique, And pour andésite, (2) pour la texture : porphyrique (P), microlitique (M), vésiculée (V) et (3) pour les microlithes : l'olivine (Ol), le clinopyroxène (Cpx), le feldspath plagioclase (Pl), et l'oxyde ferro-titané (Ox). Le nombre de croix indique l'importance de l'altération, du taux de vésiculation des laves et de la proportion de la phase minéralogique ou du verre matriciel, tandis que la croix entre parenthèses indique au contraire la rareté. (alt) signifie que la phase minéralogique est altérée. La mise en gras de Pl indique une forte prédominance du plagioclase dans les microlithes.

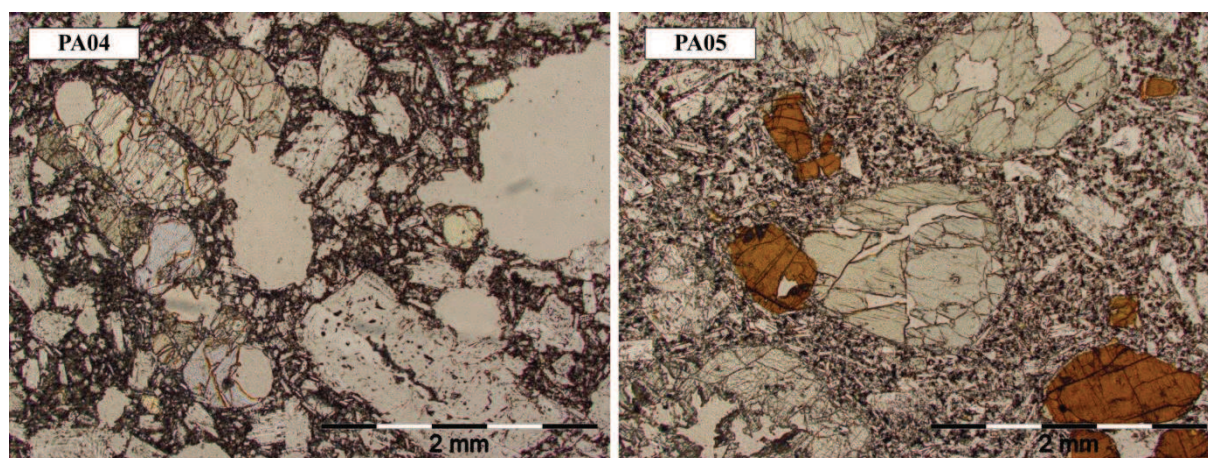


Figure A4.2 : Photos de lames minces d'échantillons de Paama, vues au microscope en lumière naturelle

Annexe 4 – Paama

	PA01 [§]	PA02	PA03	PA04 [§]	PA05 [§]	PA06	PA07 [§]	PA08	PA09	PA10 [§]
Type de roche	Coulée de lave	Coulée de lave	Galet	Galet	Coulée de lave	Coulée de lave	Coulée de lave	Coulée de lave	Coulée de lave	Coulée de lave
Précision	Bord de mer	Bord de mer	Bord de mer	Bord de mer	Bord de mer	Bord de mer	Bord de mer	Bord de mer	Bord de mer	Bord de mer
Lat	E 168° 14' 24"	E 168° 14' 22"	E 168° 14' 22"	E 168° 14' 22"	E 168° 12' 54"	E 168° 12' 60"	E 168° 13' 7"	E 168° 13' 6"	E 168° 13' 7"	E 168° 13' 13"
Long	S 16° 25' 50"	S 16° 25' 49"	S 16° 25' 49"	S 16° 25' 49"	S 16° 29' 7"	S 16° 28' 42"	S 16° 28' 23"	S 16° 28' 13"	S 16° 27' 57"	S 16° 27' 36"
<i>Poids %</i>										
SiO ₂	48,85	49,14	48,90	48,60	48,28	49,45	49,80	49,16	49,39	48,54
TiO ₂	0,78	0,94	0,94	0,83	0,99	1,02	1,06	1,05	1,02	1,04
Al ₂ O ₃	15,01	17,69	17,40	17,00	16,79	16,70	18,77	17,98	18,99	18,55
Fe ₂ O ₃ (t)	11,45	11,63	12,05	11,62	13,00	11,98	11,87	12,20	11,89	12,41
MnO	0,19	0,19	0,20	0,20	0,21	0,20	0,19	0,20	0,20	0,20
MgO	8,79	6,26	6,54	7,23	6,92	6,34	4,54	5,43	4,71	5,25
CaO	12,14	10,71	10,59	11,47	10,77	10,82	9,91	10,72	10,25	10,63
Na ₂ O	2,15	2,69	2,63	2,33	2,47	2,67	2,98	2,59	2,81	2,75
K ₂ O	0,53	0,62	0,60	0,61	0,42	0,66	0,70	0,51	0,60	0,48
P ₂ O ₅	0,11	0,14	0,14	0,12	0,13	0,16	0,18	0,15	0,15	0,15
LOI	-0,31	-0,57	-0,47	-0,48	0,29	-0,51	0,06	-0,22	-0,39	-0,39
Total	100,41	101,29	100,90	101,14	99,81	101,08	100,62	99,82	100,48	99,80
<i>ppm</i>										
Sc	41	36	38	40	40	36	30	31	28	29
V	307	341	341	323	365	344	332	337	354	368
Cr	248	47	42	91	79	41	1,7	12	9,1	8,7
Co	44	37	40	41	45	37	33	36	32	36
Ni	70	33	35	42	48	26	13	20	17	20
Cu	110	162	136	134	95	146	155	147	122	156
Ga	15	19	18	18	18	18	20	19	19	19
Li	5,2	6,3	5,5	6,1	5,3	5,5	6,3	5,8	6,0	6,6
Rb	6,9	8,2	8,4	8,6	2,4	9,7	9,0	6,2	7,1	5,7
Sr	321	372	368	354	332	354	416	394	403	402
Y	17,2	22,4	24,0	19,6	23,4	26,2	27,3	25,7	25,5	23,5
Zr	38	73	79	39	47	69	63	72	77	52
Nb	0,81	2,36	2,12	0,83	1,12	2,41	1,47	2,72	2,29	1,14
Cs	0,20	0,24	0,38	0,38	0,06	0,36	0,27	0,21	0,27	0,21
Ba	154	168	168	160	157	151	168	143	178	166
La	4,04	3,93	4,11	3,29	4,08	4,72	5,25	4,24	4,91	4,52
Ce	9,7	10,1	10,4	8,9	10,3	11,8	12,7	10,8	11,8	11,2
Pr	1,43	1,62	1,68	1,43	1,62	1,86	2,01	1,76	1,86	1,77
Nd	7,1	8,3	8,7	7,6	8,4	9,5	10,3	9,1	9,5	9,0
Sm	2,15	2,53	2,66	2,35	2,63	2,86	3,10	2,84	2,87	2,79
Eu	0,80	0,93	0,97	0,87	0,97	1,05	1,12	1,03	1,03	1,02
Gd	2,61	3,24	3,39	2,93	3,32	3,79	3,88	3,70	3,61	3,43
Tb	0,44	0,57	0,59	0,50	0,57	0,66	0,66	0,64	0,62	0,59
Dy	2,95	3,65	3,85	3,46	3,87	4,27	4,47	4,09	4,02	4,02
Ho	0,63	0,79	0,82	0,74	0,84	0,92	0,97	0,91	0,90	0,86
Er	1,89	2,35	2,43	2,18	2,47	2,69	2,89	2,66	2,64	2,55
Yb	1,78	2,22	2,28	2,06	2,33	2,56	2,79	2,50	2,50	2,45
Lu	0,26	0,33	0,35	0,31	0,35	0,38	0,41	0,38	0,38	0,37
Hf	1,15	1,40	1,43	1,27	1,46	1,68	1,86	1,66	1,67	1,56
Ta	0,05	0,21	0,19	0,05	0,07	0,24	0,10	0,24	0,22	0,08
Pb	1,64	1,92	1,61	1,73	1,64	1,58	1,91	1,70	1,98	2,05
Th	0,52	0,36	0,37	0,30	0,39	0,48	0,53	0,39	0,49	0,44
U	0,18	0,16	0,16	0,15	0,10	0,18	0,21	0,16	0,18	0,15
<i>Isotopes</i>										
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,704110			0,704073	0,704040		0,703957			0,704018
2σ	8			8	8		8			
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0,512984			0,513010	0,513007		0,513025			0,513016
2σ	8			8	8		8			6
εNd	6,75			7,26	7,20		7,55			7,37
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	18,436			18,454	18,460		18,488			18,459
2σ	1			1	1		1			1
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	15,540			15,548	15,541		15,543			15,542
2σ	1			1	1		1			1
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	38,454			38,448	38,447		38,454			38,449
2σ	1			2	1		2			2
¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf	0,283183			0,283187	0,283184		0,283199			0,283195
2σ	5			4	8		4			5
εHf	14,5			14,7	14,6		15,1			14,9

Tableau A4.2 : Présentation des données géochimiques acquises au cours de cette étude. Les éléments majeurs ont été recalculés à 100 % en base anhydre, avec le fer total présenté sous la forme Fe₂O₃(t). Les éléments majeurs et les éléments de transition (Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Ga) ont été mesurés par XRF (LGL, Lyon). Les éléments en trace ont été mesurés par HR-ICP-MS Thermo Fischer Element-II (IUEM, Plouzané). Les teneurs ont été recalculées par rapport à BHVO-2. Les échantillons marqués du symbole “§” ont été mesurés selon le protocole développé par Barrat et al. (1996), tandis que les autres ont été mesurés selon le protocole décrit dans Chauvel et al. (2011).

ANNEXE 5 – TANNA

L'île de Tanna, une des plus grandes îles de l'archipel (550 km²), appartient au segment sud de l'arc récent du Vanuatu et abrite le volcan actif du Yasur. Elle fait face au bassin Nord Loyauté, où les vitesses de subduction enregistrées sont rapides et atteignent 12 cm/a (Calmant et al., 2003). Tanna se situe à ~ 130 km à l'est de la fosse du Vanuatu, à ~ 40 km à l'ouest des fossés du Coriolis et 127 km au dessus du panneau plongeant au niveau du Yasur (Syracuse et Abers, 2006).

Les premières traces du volcanisme sont enregistrées au Pliocène (~ 3 Ma ; datation K/Ar (Monjaret, 1989)) avec la formation du massif de Green Hill au Nord de l'île, puis l'activité volcanique s'est ensuite déplacée au sud avec l'édification au Pléistocène moyen du massif du Tukosmeru (0,65 Ma ; datation K/Ar (Dugas et al., 1976)), qui culmine actuellement à 1084 m d'altitude (Carney et MacFarlane, 1979). Ces anciens massifs sont constitués principalement de coulées de laves basaltiques et de dépôts pyroclastiques andésitiques. Au cours de leur édification, une importante série pyroclastique a été produite (OTI : Old Tanna Ignimbrite) et affleure actuellement au niveau des vallées creusées le long de la côte nord-est de l'île (Robin et al., 1994). Ces mêmes auteurs suggèrent, d'après les données bathymétriques, que ces anciens massifs constituaient les basses pentes occidentales (d'où la forme en croissant de l'île) d'un vaste appareil volcanique (Eastern Tanna Volcano), désormais effondré sous le niveau de la mer. Enfin, l'activité volcanique récente s'est établie au sud-est de l'île depuis le Pléistocène supérieur pour former les roches du groupe Siwi. Le Yenkahe formait alors un ancien cône volcanique (0,23 Ma, datation K/Ar (Dugas et al., 1976)), puis très récemment (probablement il y a moins de 20000 ans) une éruption paroxysmale a affecté l'île, conduisant au dépôt de l'ignimbrite de Siwi, et à la formation d'une caldera de ~ 24 km² le long de la fracture de Siwi (Nairn et al., 1988 ; Robin et al., 1994 ; Allen, 2004 ; Métrich et al., 2011).

Depuis cet événement, la nouvelle arrivée de magma a conduit au soulèvement progressif du bloc résurgent du Yenkahe (3 x 6 km) à la vitesse élevée de 15,6 cm/a au cours du dernier millénaire (Chen et al., 1995), et à la formation des cônes de scories de l'Ombus et du Yasur. L'activité volcanique actuelle de l'île est focalisée au niveau du cône strombolien du Yasur (360 m d'altitude) qui s'édifie depuis environ 800 ans sur le rebord sud-ouest du bloc résurgent du Yenkahe (Nairn et al., 1988). C'est un cône asymétrique qui présente un cratère sommital de 700 m de diamètre et de 200 m de profondeur, abritant 3 bouches éruptives. L'activité historique du Yasur, enregistrée pour la première fois en 1774 par le capitaine Cook, se caractérise principalement par des éruptions stromboliennes à vulcaniennes (Nairn et al., 1988). La fréquence des éruptions est comprise entre 1 et 3 par minute durant les périodes de forte activité.

La figure A5.1 montre la localisation de notre échantillonnage. Les échantillons marqués « YA » ont été prélevés en septembre 2008, tandis que les échantillons marqués « TA » ont été prélevés en septembre 2009.

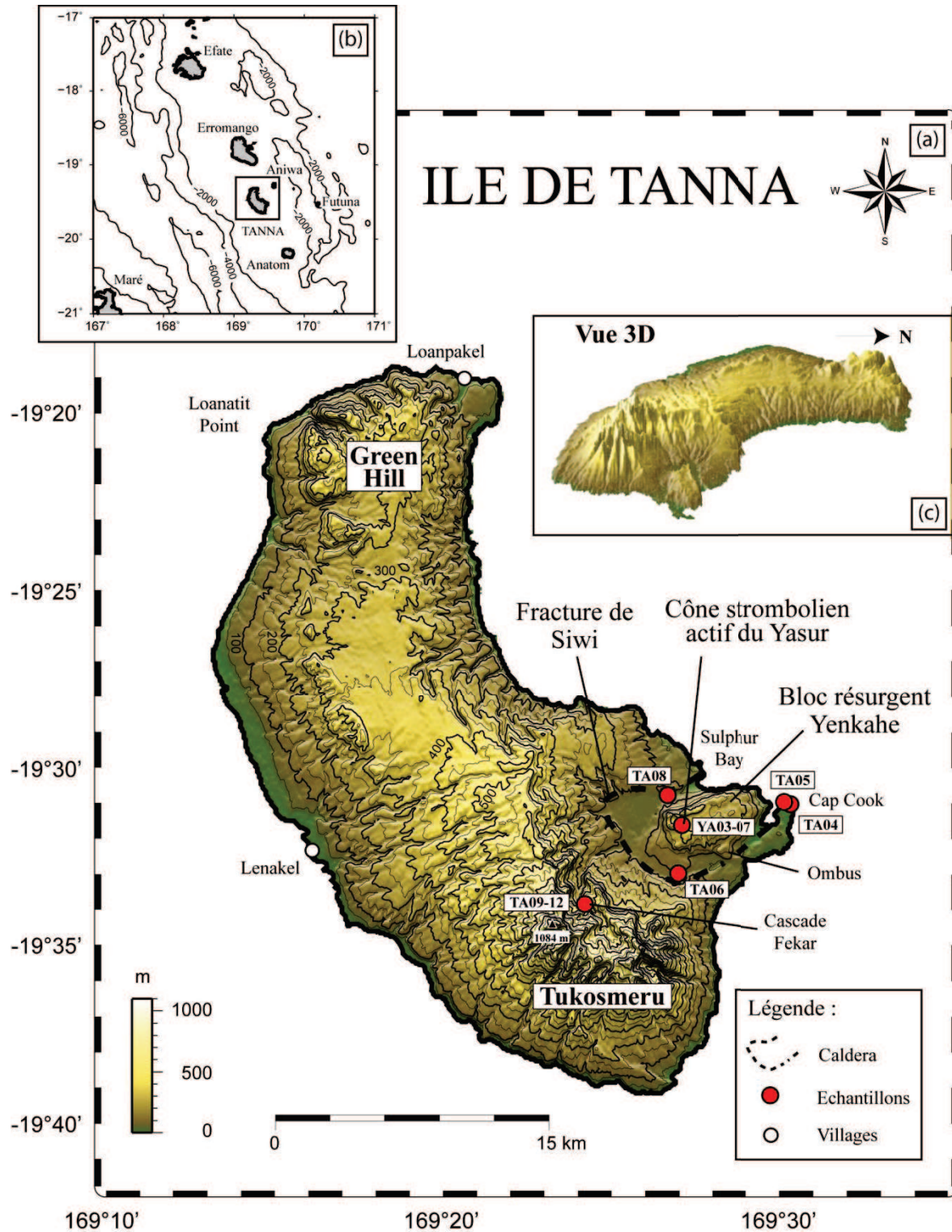


Figure A5.1 : (a) Carte de localisation des échantillons de l'île de Tanna. (b) Carte de localisation de l'île. Le modèle numérique de terrain (a) et la vue 3D (c) ont été générés à partir des données SRTM au moyen du logiciel GMT.

	Echantillon	Type	TAS	Altération	LOI \geq 0,7 %	Texture	% de phéno-cristaux	Taux de vésicules	Phénocristaux			Matrice		Remarques
									Ol	Cpx	Pl	Microlithes	Verre	
Tukosmeru	TA09	Lave (volante)	Bas			P	40	xx	x	xx	x	Pl Cpx Ol Ox	x	
	TA10	Lave (volante)	Bas	xx	0,82	P	50		(x)	xx (alt)	xx	Pl Cpx Ol Ox	(x)	Cpx altérés. Quelques traces de calcite dans les vacuoles
	TA11	Lave (volante)	Bas			P	40		x	x	xx	Pl Cpx Ol Ox		
	TA12	Lave (volante)	Bas	xx		P	40	x	x (alt)	x (alt)	xx	Pl Cpx Ol Ox		Altération en bordure des olivine
Yenkahe - Pré-caldera Sivi	TA04	Coulée de lave	AB			P	20	xx	(x)	x	xx	Pl Cpx Ox	x	
	TA05	Coulée de lave	AB			P	20	xxx	x	x	xx	Pl Cpx Ox	xxx	Très vitreux
	TA06	Coulée de lave	AB			P	20	x	x	x	xx	Pl Ox	xx	
Post-caldera : Yasur	TA08	Coulée de lave	AB			P	20	xx	x	x	x	Pl Cpx Ol Ox	x	Gros oxydes. Tendance à l'agglomération des cristaux
	YA03	Bombe	AB											Pas de lame mice
	YA04	Bombe	AB			P	10	xxx		x	x	Pl Ox	xxx	
	YA05	Bombe	AB			P	20	xx	x	x	x	Pl Cpx Ol Ox	xxx	
	YA07	Bombe	AB											Pas de lame mice

Tableau A5.1 : Description pétrologique des laves de Tanna utilisées pour cette étude. TAS correspond au type de roche dans un diagramme « total alkali silica » selon la classification rapportées par Le Bas et al. (1986). Les abréviations utilisées sont (1) pour le type de roche : Bas pour basalte, AB pour andésite basaltique, And pour andésite, (2) pour la texture : porphyrique (P), microlitique (M), vésiculée (V) et (3) pour les microlithes : l'olivine (Ol), le clinopyroxène (Cpx), le feldspath plagioclase (Pl), et l'oxyde ferro-titané (Ox). Le nombre de croix indique l'importance de l'altération, du taux de vésiculation des laves et de la proportion de la phase minéralogique ou du verre matriciel, tandis que la croix entre parenthèses indique au contraire la rareté. (alt) signifie que la phase minéralogique est altérée. La mise en gras de Pl indique une forte prédominance du plagioclase dans les microlithes.

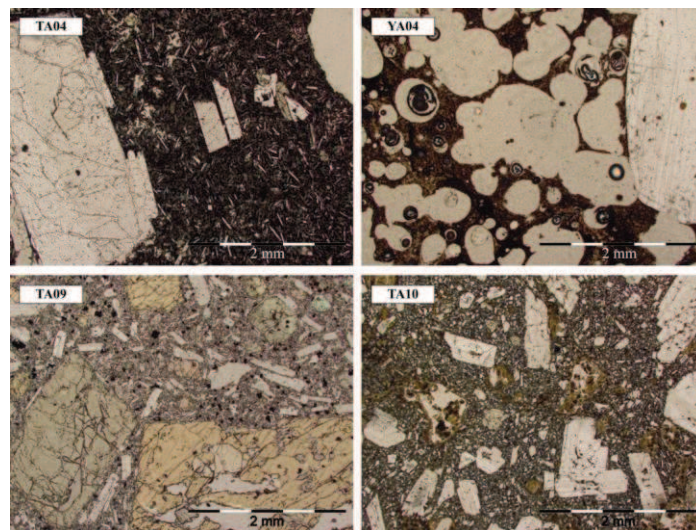


Figure A5.2 : Photos de lames minces d'échantillons de Tanna, vues au microscope en lumière naturelle

Annexe 5 – Tanna

	Edifice Pléistocène Moyen				Groupe Siwi - Pléistocène supérieur							
	Tukosmeru				Yenkahe pré- caldera de Siwi			Yasur post- caldera de Siwi				
	TA09	TA10	TA11	TA12	TA04	TA05	TA06	TA08	YA03	YA04	YA05	YA07
Type de roch	Lave	Lave	Lave	Lave	Coulée de	Coulée de	Coulée de	Coulée de	Bombe	Bombe	Bombe	Bombe
Précision	Cascade Fekar	Cascade Fekar	Cascade Fekar	Cascade Fekar	Cap Cook	Cap Cook	-	Base du Yasur	2008	2008	2008	2008
Lat	S 19° 34' 5,0"	S 19° 34' 5,0"	S 19° 34' 5,0"	S 19° 34' 5,0"	S 19° 31' 14,3"	S 19° 31' 13,6"	S 19° 33' 12,4"	S 19° 31' 0,1"	S 19° 31' 50"	S 19° 31' 50"	S 19° 31' 50"	S 19° 31' 50"
Long	E 169° 24' 12,6"E	E 169° 24' 12,6"E	E 169° 24' 12,6"E	E 169° 24' 12,6"E	E 169° 30' 22,1"E	E 169° 30' 10,6"E	E 169° 27' 8,1"E	E 169° 26' 43,2"E	E 169° 27' 6"	E 169° 27' 6"	E 169° 27' 6"	E 169° 27' 6"
<i>Poids %</i>												
SiO ₂	48,50	48,19	48,52	47,15	56,65	56,98	56,57	56,94	55,43	55,66	55,88	55,87
TiO ₂	0,66	0,80	0,88	0,89	0,85	0,88	0,83	0,88	0,71	0,73	0,72	0,71
Al ₂ O ₃	14,17	18,53	19,66	19,51	16,62	16,35	16,94	16,24	18,41	18,03	18,44	18,61
Fe ₂ O ₃ (t)	11,69	12,40	12,32	12,87	9,21	9,29	8,86	9,00	8,24	8,37	7,98	7,92
MnO	0,20	0,20	0,21	0,22	0,18	0,18	0,17	0,17	0,15	0,15	0,14	0,14
MgO	9,69	6,28	4,78	5,89	2,75	2,69	2,87	3,05	2,83	2,85	2,58	2,55
CaO	13,07	11,69	11,11	11,16	6,36	6,16	6,51	6,23	7,58	7,56	7,43	7,37
Na ₂ O	1,56	1,68	1,97	1,87	3,82	3,83	3,86	3,89	3,77	3,67	3,84	3,82
K ₂ O	0,38	0,15	0,45	0,36	3,07	3,16	2,95	3,12	2,50	2,59	2,60	2,61
P ₂ O ₅	0,08	0,08	0,10	0,09	0,49	0,50	0,45	0,48	0,39	0,40	0,40	0,40
LOI	-0,6	0,82	-0,21	0,05	-0,19	-0,29	-0,3	-0,14	-0,35	-0,34	-0,35	-0,28
Total	101,2	97,97	100,28	100,26	100,62	100,37	100,62	100,21	100,18	100,37	100	100,4
<i>ppm</i>												
Sc	54	41	32	38	16	20	17	20	17	20	13	15
V	341	349	327	370	235	245	269	291	220	228	215	209
Cr	392	22	7	10	6	8	16	9	17	18	12	14
Co	45	37	33	37	20	21	19	17	21	20	19	20
Ni	73	23	11	13	10	9	13	12	16	16	13	14
Cu	102	103	98	87	324	275	200	244	231	253	234	227
Ga	13	16	17	17	18	17	17	18	19	17	19	19
Li	3,9	4,7	4,3	4,4	12,4	10,2	11,6	13,3	11,5		11,6	
Rb	3,7	1,9	4,3	3,9	44,1	43,4	42,3	44,9	34,9		36,1	
Sr	285	302	368	351	583	612	625	610	696		695	
Y	12,4	12,7	13,2	13,7	28,0	27,2	25,8	27,1	21,9		22,5	
Zr	21	17	20	20	119	117	113	121	96		99	
Nb	0,23	0,18	0,26	0,26	1,57	1,54	1,51	1,59	1,25		1,30	
Cs	0,15	0,13	0,16	0,20	1,47	1,48	1,41	1,51	1,27		1,31	
Ba	111	69	130	129	607	605	583	608	540		554	
La	1,9	1,7	2,2	2,2	14,8	14,8	14,4	15,3	12,6		13,2	
Ce	4,9	4,3	5,6	5,5	33,7	33,6	32,4	34,8	28,2		29,4	
Pr	0,81	0,72	0,90	0,90	4,83	4,79	4,62	4,96	3,97		4,15	
Nd	4,4	3,9	4,8	4,8	21,7	21,5	20,7	22,2	17,8		18,4	
Sm	1,46	1,36	1,57	1,59	5,14	5,10	4,92	5,27	4,16		4,35	
Eu	0,58	0,60	0,70	0,71	1,44	1,43	1,39	1,47	1,22		1,28	
Gd	1,85	1,86	2,05	2,14	4,96	4,90	4,68	4,95	4,13		4,27	
Tb	0,32	0,33	0,35	0,36	0,74	0,73	0,70	0,73	0,61		0,63	
Dy	2,15	2,23	2,38	2,45	4,60	4,55	4,33	4,50	3,77		3,88	
Ho	0,46	0,49	0,51	0,53	0,97	0,94	0,89	0,93	0,77		0,81	
Er	1,35	1,41	1,51	1,55	2,83	2,76	2,61	2,73	2,29		2,39	
Yb	1,27	1,33	1,42	1,44	2,78	2,72	2,56	2,66	2,21		2,29	
Lu	0,19	0,20	0,21	0,22	0,42	0,41	0,39	0,40	0,34		0,34	
Hf	0,69	0,59	0,68	0,68	3,25	3,17	3,04	3,19	2,59		2,73	
Ta	0,014	0,004	0,009	0,009	0,09	0,09	0,09	0,09	0,07		0,07	
Pb	2,00	2,38	2,48	2,68	14,26	14,09	13,31	13,88	11,53		12,10	
Th	0,20	0,22	0,30	0,28	2,38	2,31	2,26	2,36	1,83		1,93	
U	0,10	0,11	0,17	0,13	1,25	1,22	1,18	1,25	0,96		0,99	
<i>Isotopes</i>												
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,703542	0,703567	0,703584	0,703545	0,703616	0,703631	0,703537	0,703538	0,703567		0,703567	
2σ	6	6	6	7	10	6	7	6	5		6	
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0,513038	0,513033	0,513037	0,513027	0,513043	0,513056	0,513046	0,513055	0,513041		0,513038	
2σ	6	5	4	5	9	5	7	6	5		5	
εNd	7,80	7,71	7,78	7,59	7,90	8,15	7,96	8,13	7,86		7,80	
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	18,617	18,617	18,620	18,622	18,593	18,611	18,601	18,598	18,617		18,619	
2σ	1	1	1	1	1	1	1	1	1		1	
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	15,544	15,544	15,543	15,542	15,541	15,547	15,544	15,541	15,543		15,542	
2σ	1	1	1	1	1	1	1	1	1		1	
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	38,366	38,369	38,365	38,365	38,352	38,394	38,376	38,369	38,365		38,363	
2σ	3	2	2	2	2	2	2	2	3		3	
¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf	0,283179	0,283181	0,283175	0,283182	0,283177	0,283202	0,283193	0,283190	0,283183		0,283177	
2σ	3	5	5	4	6	4	5	4	4		4	
εHf	14,4	14,5	14,3	14,5	14,3	15,2	14,9	14,8	14,5		14,3	

Tableau A5.2 : Présentation des données géochimiques acquises au cours de cette étude. Les teneurs en éléments traces ont été mesurées selon le protocole décrit par Chauvel et al. (2011), en une seule série. Les teneurs ont été recalculées par rapport à BHVO-2. Les teneurs en Ta en italique ont été obtenues avec des signaux inférieurs à 3 fois la limite de détection. Les rapports isotopiques du Sr et du Nd ont été mesurés sur un Thermo Fischer Triton (IUEM, Plouzané), tandis que ceux du Pb et de l'Hf ont été mesurés sur un Thermo Fischer Neptune (Ifremer, Plouzané).

***ANNEXE 6 – MATTHEW, HUNTER ET LES MONTS
SOUS-MARINS DE LA TERMINAISON SUD***

Les monts sous-marins de Gemini, Volsmar, et ceux appartenant à la ride de Hunter correspondent à l'extrémité septentrionale de l'archipel du Vanuatu. Ces volcans s'édifient de part et d'autre de la zone de collision de la ride des Loyauté selon une forme arquée sur plus de 300 km de long :

- les volcans de Gemini (est et ouest) appartiennent à la terminaison sud de la plateforme du segment sud, et sont formés de tholéiites d'arc
- le volcan Volsmar se situe en face de la zone de collision et est composé de tholéiites d'arc
- la ride de Hunter, très étroite, est constituée par un alignement de monts sous-marins relativement jeunes, composés d'andésites magnésiennes et émerge uniquement au niveau de deux pitons volcaniques formant les îlots de Matthew et de Hunter.

Ces volcans correspondent à la propagation tardive vers le sud de l'arc du Vanuatu depuis ~ 2 Ma et se mettent en place dans un contexte tectonique complexe. En effet les axes d'accrétion du bassin Nord Fidjien se propagent au travers de la croûte de l'arc volcanique à l'est de la ride, tandis que celle-ci est déconnectée du segment sud de l'arc par la zone de fractures senestres de 22°S. La ride de Hunter se met en place dans une zone où le taux de convergence enregistré est relativement faible (5 cm/a) comparé au reste de l'archipel (Calmant et al., 2003) et se distingue également par sa proximité à la fosse de subduction (< 100 km), et par la faible profondeur du toit du panneau plongeant (54-84 km) enregistrée sous la crête de la ride (Abers et Syracuse, 2006). Ce segment atypique se caractérise notamment par l'émission de magmas andésitiques riches en magnésium et boninitiques riches en calcium (Monzier et al., 1993).

Les monts sous marins situés sur la crête de la plateforme de l'arc volcanique (ride de Hunter et au Sud d'Anatom) ont été échantillonnés par dragages et par des « plongées bouteille » lors des campagnes VOLSMAR et GEMINI effectuées en 1989 à bord du N/O « ALIS » de l'ORSTOM. Les échantillons des îles de Matthew et Hunter ont été prélevés antérieurement lors de campagnes de terrain effectuées de juin 1978 à juin 1979 par l'ORSTOM et sont décrits en détails dans les travaux de Maillet et al. (1986) et de Monzier (1993).

Les monts sous-marins de Gemini Ouest (~ 150 km³), Gemini Est (~ 100 km³) et de Volsmar (~ 70 km³) appartiennent à la terminaison septentrionale du segment Sud de l'arc du Vanuatu. La ride de Hunter est constituée d'Ouest en Est des édifices volcaniques suivants : Eva (~ 0,1 km³), La Pérouse (~ 35 km³), Gilbert (~ 20 km³), Matthew (~ 120 km³, incluant Charlotte, un cône adventif sur son rebord oriental), Vauban (~ 240 km³), et Hunter (~ 40 km³). Le mont Vauban se distingue par une morphologie plus massive avec un sommet aplati recouvert de carbonate, comparé à la forme conique observée sur les autres édifices. Ce mont sous-marin semble plus vieux que les autres édifices qui l'entourent.

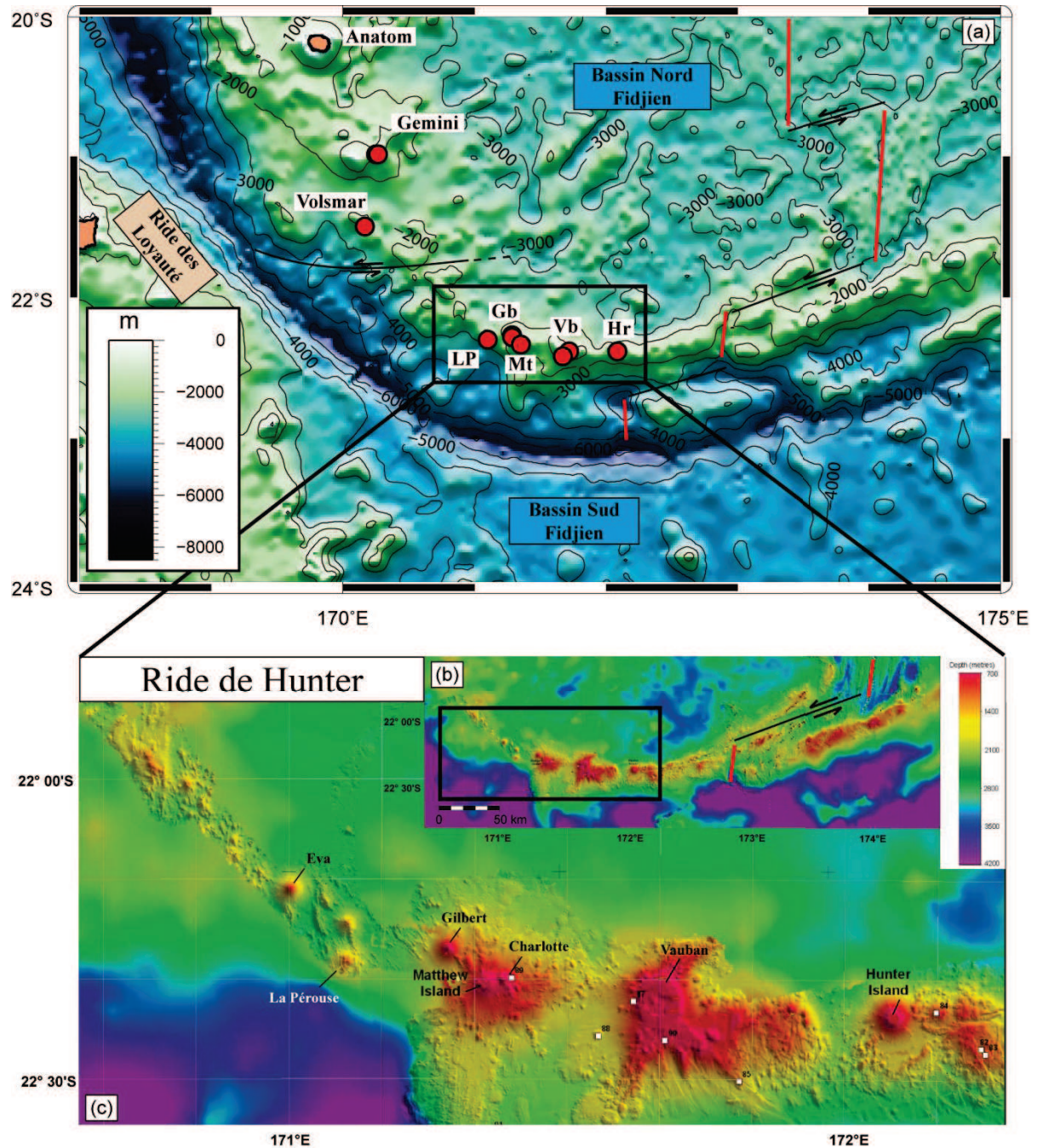


Figure A6.1 : (a) Carte bathymétrique de la terminaison sud de l'archipel du Vanuatu. Les données proviennent de la NOAA. Les axes d'accrétion sont représentés en rouge, les failles transformantes en noir (Maillet et al., 1989 ; Monzier et al., 1997). Les profondeurs sont indiquées en mètres. (b) Carte bathymétrique haute résolution réalisée lors de la mission Southern Surveyor Voyage 3 en juillet 2009 par Leonid Danuyshevski. (c) Agrandissement de la carte bathymétrique au niveau de la ride de Hunter.

Annexe 6 – Matthew, Hunter et les monts sous-marins de la terminaison sud

	Echantillon	Type	TAS	LOI (%)	Texture	% de phéno-cristaux	Taux de vésicules (%)	Phénocristaux				Matrice		Remarques
								OI	Cpx	Opx	Pl	Microlithes	Verre	
Tholéïtes d'arc: segment sud	GME56A	Coulée de lave	BA	-0,29	P	4	20	< 1	1	0	3	-	-	-
	GME60A	Coulée de lave	BA	-0,1	P	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	VSM36A	Coulée de lave	BA	0,33	P	32	30	1	1	0	30	-	-	-
	VSM36B	Coulée de lave	BA	0,43	P	22	20	2	< 1	0	20	-	-	-
Andésites magnésiennes: ride de Hunter	LP34A	Coulée de lave	BA	0,46	P	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	LP34C	Coulée de lave	BA	0,45	P	35	10	5	20	0	10	-	-	-
	GB29B	Coulée de lave	A	0	P	31	10	0	4	2	25	-	-	-
	GB30B	Coulée de lave	A	0,03	P	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	MT11A	Coulée de lave	A	0,08	P	31	1	< 1	6	4	21	Pl Cpx Opx Ox	-	Enclaves doléritiques centimétriques
	MT24C	Coulée de lave	A	0,12	P	41	2	1	8	4	28	Pl Cpx Opx Ox	-	Enclaves doléritiques centimétriques
	VB11C	Coulée de lave	BA	0,44	P	16	3	7	3	1	5	-	-	-
	VB16A	Coulée de lave	BA	0,42	P	20	0	2	6	2	10	-	-	-
	HR11A	Coulée de lave	A	0,46	P	30	2	3	4	3	20	-	-	-
	HR18	Coulée de lave	A	0,22	P	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Tableau A6 1 : Description pétrographique des échantillons provenant de l'étude de Maillet et al. (1986) et Monzier (1993). L'absence de données est marquée par un tiret.

Les enclaves contenues dans ces laves sont très variées. Deux types principaux se dégagent: (1) des enclaves à texture doléritique plus ou moins fine, qu'on rencontre aussi bien à Matthew qu'à Hunter ; (2) des enclaves à texture grenue, qui semblent mieux représentées sur la coulée nord de Hunter qu'à Matthew.

Annexe 6 – Matthew, Hunter et les monts sous-marins de la terminaison sud

Echantillon Type de roche Echantillonnage Âge Latitude Longitude Profondeur (m)	Terminaison du segment sud				Ride de Hunter - Andésite magnésienne									
	Gemini Est		Volsmar		La Pérouse		Gilbert		Matthew		Vauban		Hunter	
	GME56A Coulée de lave Drague	GME60A Coulée de lave Drague	VSM36A Coulée de lave Drague	VSM36B Coulée de lave Drague	LP34A Coulée de lave Drague	LP34C Coulée de lave Drague	GB29B Coulée de lave Drague	GB30B Coulée de lave Drague	MT11A Coulée de lave Affleurement	MT24C Coulée de lave Affleurement	VB11C Coulée de lave Drague	VB16A Coulée de lave Drague	HR11A Coulée de lave Affleurement	HR18 Coulée de lave Affleurement
	< 2 Ma	< 2 Ma	< 2 Ma	< 2 Ma	< 2 Ma	< 2 Ma	< 2 Ma	< 2 Ma	Piton Est (pré- 1940)	Piton Ouest (post- 1940)	Edifice Pliocène	Edifice Pliocène	< 2 Ma (actif)	< 2 Ma (actif)
	S 20° 59' 1" E 170° 15' 7"	S 20° 59' 9" E 170° 16' 6"	S 21° 30' 1" E 170° 10' 1"	S 21° 30' 1" E 170° 10' 1"	S 22° 18' 2" E 171° 6' 0"	S 22° 18' 2" E 171° 6' 0"	S 22° 16' 7" E 171° 17' 2"	S 22° 17' 0" E 171° 17' 7"	S 22° 20' 6" E 171° 21' 2"	S 22° 20' 6" E 171° 21' 2"	S 22° 23' 3" E 171° 43' 6"	S 22° 25' 1" E 171° 40' 7"	S 22° 23' 6" E 172° 05' 2"	S 22° 23' 6" E 172° 05' 2"
	- 630	- 190	- 1700	- 1700	- 1600	- 1600	- 800	- 550			- 1000	- 500		
<i>Poids %</i>														
SiO ₂	52,22	52,36	54,14	54,83	54,91	54,88	58,41	58,39	61,80	62,22	55,76	55,05	60,95	61,04
TiO ₂	1,05	0,99	0,65	0,82	0,59	0,59	0,66	0,67	0,45	0,42	0,67	0,78	0,50	0,43
Al ₂ O ₃	16,21	18,62	18,70	16,65	14,09	14,19	15,88	16,24	15,16	15,51	13,66	14,02	14,97	15,15
Fe ₂ O ₃ (t)	11,94	9,96	9,88	11,64	8,07	8,43	7,81	7,72	6,33	6,12	8,62	8,52	6,10	6,41
MnO	0,21	0,17	0,16	0,19	0,15	0,15	0,13	0,13	0,11	0,11	0,14	0,14	0,10	0,11
MgO	5,07	4,01	3,11	3,27	8,90	8,72	5,09	4,76	4,47	3,99	8,77	7,83	5,74	5,61
CaO	10,27	10,79	9,88	8,54	9,68	9,60	7,67	7,68	6,91	6,80	7,97	8,13	6,69	6,99
Na ₂ O	2,69	2,77	2,63	2,84	2,57	2,60	3,41	3,44	3,66	3,85	2,98	3,21	3,59	3,19
K ₂ O	0,26	0,26	0,68	0,98	0,94	0,74	0,78	0,82	0,99	0,88	1,24	1,92	1,26	0,98
P ₂ O ₅	0,08	0,05	0,15	0,25	0,10	0,10	0,15	0,15	0,10	0,08	0,20	0,41	0,10	0,08
LOI	-0,29	-0,10	0,33	0,43	0,46	0,45	0,00	0,03	0,08	0,12	0,44	0,42	0,46	0,22
Total	99,48	99,40	99,89	100,20	99,72	99,39	99,47	99,37	99,59	99,76	99,44	99,06	98,90	99,17
<i>ppm</i>														
Sc	42	-	28	31	-	33	30	-	23	23	28	28	22	-
V	330	330	320	350	230	235	275	275	150	145	260	270	175	185
Cr	30	15	17	10	377	339	130	114	94	74	306	260	190	163
Co	30	24	22	26	30	33	22	19	18	18	33	25	21	23
Ni	15	14	13	10	138	128	50	44	30	24	185	93	95	75
Li	5,2	4,0	5,7	5,7	5,8	6,2	6,9	7,5	8,2	8,8	8,1	13,0	11,3	10,5
Rb	3,20	3,2	8,1	12,4	12,4	10,0	10,6	11,0	12,3	10,2	18,2	31,6	22,5	15,7
Sr	307	337	622	718	441	365	505	511	674	467	451	735	387	334
Y	21,4	19,6	14,6	18,6	12,7	12,3	14,4	14,4	12,3	11,8	17,1	25,4	11,8	11,7
Zr	42	45	39	65	59	54	80	81	92	79	119	199	86	77
Nb	0,46	0,73	0,82	1,55	3,29	2,21	1,42	1,43	1,53	1,35	2,09	3,39	1,12	1,05
Cs	0,14	0,13	0,21	0,25	0,26	0,23	0,16	0,16	0,18	0,15	0,35	0,16	0,27	0,22
Ba	46	46	127	188	163	122	121	120	151	128	152	196	145	138
La	2,9	3,1	10,4	18,3	14,4	10,3	11,0	10,8	13,5	8,6	17,6	43,9	8,3	6,7
Ce	7,8	8,5	22,3	38,7	26,1	19,5	25,1	24,9	31,2	19,9	41,0	99,8	18,4	15,2
Pr	1,33	1,39	3,02	5,05	3,03	2,40	3,48	3,45	4,21	2,73	5,55	13,27	2,53	2,03
Nd	7,3	7,3	13,4	21,1	12,1	10,1	15,3	15,2	17,7	11,8	23,3	54,6	11,1	8,8
Sm	2,45	2,31	2,99	4,42	2,55	2,27	3,39	3,41	3,49	2,63	4,75	10,46	2,64	2,06
Eu	0,94	0,90	1,00	1,38	0,81	0,74	1,03	1,04	0,98	0,76	1,28	2,76	0,84	0,61
Gd	3,21	3,03	2,97	4,11	2,55	2,41	3,21	3,19	2,93	2,43	4,14	8,41	2,58	2,10
Tb	0,56	0,53	0,43	0,57	0,38	0,36	0,45	0,45	0,39	0,35	0,55	0,99	0,36	0,32
Dy	3,74	3,53	2,65	3,40	2,33	2,28	2,70	2,68	2,25	2,12	3,19	5,04	2,10	2,02
Ho	0,79	0,75	0,54	0,68	0,47	0,47	0,54	0,53	0,45	0,43	0,62	0,90	0,42	0,42
Er	2,29	2,21	1,57	1,97	1,38	1,34	1,55	1,55	1,30	1,25	1,79	2,36	1,22	1,26
Yb	2,17	2,09	1,54	1,85	1,31	1,25	1,47	1,48	1,27	1,24	1,65	2,01	1,22	1,31
Lu	0,32	0,31	0,23	0,28	0,20	0,19	0,22	0,22	0,19	0,19	0,25	0,29	0,19	0,20
Hf	1,28	1,31	1,18	1,76	1,60	1,52	2,19	2,22	2,45	2,18	3,08	4,63	2,22	2,10
Ta	0,03	0,04	0,04	0,07	0,16	0,12	0,07	0,07	0,09	0,08	0,12	0,18	0,07	0,07
Pb	1,7	1,6	3,4	4,8	2,7	2,6	2,7	2,7	4,1	3,3	4,0	4,0	3,0	2,9
Th	0,20	0,20	1,08	2,10	2,35	1,59	1,16	1,17	1,75	1,07	2,15	3,88	1,13	0,97
U	0,10	0,14	0,42	0,78	0,81	0,58	0,50	0,51	0,66	0,46	0,83	1,49	0,77	0,48
<i>Isotopes</i>														
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,703316	0,703272	0,703137	0,703196	0,702944	0,703046	0,703007	0,703011	0,703072	0,702937	0,7031	0,703311	0,703285	0,703177
2σ	6	5	6	6	6	6	6	6	6	5	6	6	7	6
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0,512985	0,512974	0,512912	0,512957	0,512975	0,51298	0,512982	0,513056	0,513071	0,513039	0,513076	0,513063	0,513037	0,513058
2σ	9	9	9	11	8	10	8	10	12	44	10	9	9	9
εNd	6,77	6,55	5,34	6,22	6,57	6,67	6,71	8,15	8,45	7,82	8,54	8,29	7,78	8,19
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	18,607	18,627	18,874	18,827	18,928	18,862	18,819	18,822	18,798	18,797	18,838	18,870	18,824	18,830
2σ	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	15,534	15,536	15,544	15,543	15,543	15,541	15,534	15,535	15,547	15,533	15,536	15,538	15,533	15,530
2σ	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	38,264	38,282	38,422	38,398	38,450	38,408	38,354	38,357	38,379	38,323	38,366	38,390	38,348	38,337
2σ	2	2	2	1	2	1	2	2	2	2	2	2	2	1
¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf	0,283237	0,283220	0,283129	0,283146	0,283151	0,283159	0,283143	0,283142	0,283139	0,283129	0,283144	0,283134	0,283137	0,283137
2σ	4	3	3	2	4	4	4	4	4	4	4	3	4	3
εHf	16,4	15,8	12,6	13,2	13,4	13,7	13,1	13,1	13,0	12,6	13,2	12,8	12,9	12,9

Tableau A6.2 : Présentation des données géochimiques acquises au cours de cette étude. Les teneurs en éléments majeurs et en éléments de transition (V, Cr, Co, Ni) proviennent de l'étude de Monzier et al. (1993). Les poudres d'échantillons sous-marins (dragués) ont été leachées avec du 0,1M HCl pour les analyses isotopiques.

ANNEXE 7 – PARAMETRES POUR LA MODELISATION

Composition du manteau :

Nous présentons ici les paramètres et les modèles utilisés pour calculer la composition du manteau métasomatisé dans le chapitre III. Le métasomatisme du coin de manteau par le composant de subduction a été modélisé par simple mélange binaire selon les équations suivantes (Langmuir et al., 1978) :

Pour les concentrations élémentaires :

$$C_m = (C_{m0} * x) + (C_a * (1 - x))$$

Pour les rapports isotopiques

$$R_m = R_0 * \left(\frac{C_{m0} * x}{C_m} \right) + (R_a * C_a * \frac{1 - x}{C_m})$$

C et R correspondent respectivement à la concentration et aux rapports isotopiques. Les indices m_0 , a et m correspondent respectivement au manteau initial, au contaminant, et au mélange. x est la fraction de manteau impliqué dans le mélange.

La composition en éléments en trace du manteau appauvri provient des valeurs proposées par Workman et Hart (2005), et celle du manteau EM1 provient du mélange entre le manteau appauvri, de la croûte océanique (composition d'un N-MORB de Sun et McDonough, 1989), et de la croûte continentale inférieure (Rudnick et Gao, 2005) selon les proportions respectives suivantes : 0,90 : 0,09 : 0,01. La composition isotopique du manteau type Indien a été choisie en fonction des valeurs définies par les basaltes du bassin Nord Fidjien, présentant des rapports Th/Ta < 3 et des rapports Ba/Nb < 7, afin d'éviter de prendre en compte des laves influencées par le composant de subduction selon la méthode de filtrage proposé par Woodhead et al., (2012). Les valeurs les plus radiogéniques en Hf et en Nd ont ainsi été retenues. La valeur du rapport isotopique en Sr est identique à celle utilisée dans les modèles de Peate et al., (1997). Les valeurs en Pb sont situées dans le prolongement de la corrélation des laves émises en arrière de l'arc. En revanche nous disposons de peu d'indices pour contraindre la composition isotopique du manteau Pacifique qui ne s'exprime pas dans le bassin arrière arc. Pour la composition isotopique en Hf et en Nd nous avons choisi une valeur comprise dans le champ des MORB pacifiques avec un $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ aussi élevé que la plus forte valeur enregistrée. La valeur en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ est une valeur proche de celle utilisée dans le modèle de Peate et al. (1997). Les valeurs isotopiques en Pb sont proches de la NHRL dans un espace Pb-Pb.

Composition de la croûte océanique :

La composition de la croûte océanique altérée subductée provient des basaltes échantillonnés au niveau du bassin Nord Loyauté (échantillon 286-36-1, 129–131) pour les éléments en traces (Peate et al., 1997), et l'échantillon 286-36-1, 110-112 pour la composition isotopique (Briqueu et al., 1994).

La composition des sédiments subductés provient de la moyenne des sédiments du bassin Nord Loyauté fournie par Peate et al. (1997). Ces auteurs suggèrent une contribution plus forte des sédiments de l'unité 1 dans la moyenne des sédiments. Nous avons ainsi légèrement modifié les compositions isotopiques initialement proposées, vers les compositions moyennes enregistrées dans l'unité 1.

Composition des fluides de subduction :

La composition des fluides de subductions libérées par la croûte océanique altérée a été calculée selon le modèle de distillation Rayleigh :

$$C_f = \frac{C_{CO}}{D^{CO/f}} * (1 - F^f)^{\left(\frac{1}{D^{CO/f}} - 1\right)}$$

C_f et C_{CO} correspondent aux concentrations d'un élément respectivement dans le fluide et dans la croûte océanique. F est la fraction massique de fluide libérée durant le processus. D est le coefficient de distribution d'un élément entre la roche de la croûte océanique et le fluide. Les valeurs de D sont calculées à partir des valeurs de coefficient de partage provenant des travaux expérimentaux de Brenan et al. (1995a) et Brenan et al. (1995b) sur la déshydratation d'un basalte altéré (éclogite : 60:40 grenat-clinopyroxène) à 900°C et 2GPa. La fraction de fluide libérée a été fixée à 2 %, soit une valeur classiquement prise dans ce type de modèle dans d'autres systèmes de subduction (Taylor et al., 1998 ; Hochstaedter et al., 2001 ; DuFrane et al., 2009 ; Heyworth et al., 2011).

$$D^{eclogite/fluide} = \sum x * Kd^{mineral/fluide}$$

Soit Kd le coefficient de partage d'un élément entre un minéral et le fluide libéré et x la fraction du minéral dans la roche.

Composition des produits de fusion des sédiments subductés :

La composition des produits de fusion issus des sédiments a été calculée par un modèle simple de fusion partielle modale à l'équilibre :

$$C_{magma} = \frac{C_{sédiment}}{(F + D^{sédiments/magma} * (1 - F))}$$

Soit F la fraction de produit de fusion créée. La fraction de magma produit est fixée à 10 % dans nos modèles, soit une valeur intermédiaire à celles typiquement utilisées (5 à 40 %) dans ce type de modèle dans d'autres zones de subduction (Class et al., 2000 ; Hochstaedter et al., 2001 ; Singer et al., 2007 ; DuFrane et al., 2009 ; Heyworth et al., 2011). Les coefficients de distribution classiquement utilisés dans les modèles de fusion des sédiments proviennent des travaux expérimentaux de Johnson et Plank (1999) dans les conditions de pression et température atteintes au toit du panneau plongeant.

Cependant ces travaux portent sur la fusion d'un sédiment type « argile rouge ». La composition des sédiments subductés au niveau de la marge du Vanuatu sont majoritairement volcanoclastiques et ont donc une composition chimique et minéralogique sensiblement différente. Les travaux de Kessel et al. (2005) rapportent les coefficients de distribution entre une éclogite basaltique et le produit de fusion dans les conditions de pression et température du panneau plongeant. Aucune des roches partiellement fondues au cours de ces expériences ne correspond vraiment à la nature des sédiments subductés au Vanuatu. Hermann et Rubatto (2009) fournissent les compositions du produit de fusion d'un sédiment ayant une composition proche du GLOSS et donc relativement différent de ceux de notre étude. Nous utiliserons principalement dans les modèles de fusion partielle de sédiments les coefficients de distribution fournis par Kessel et al., (2005) et obtenus à 4GPa et 1000°C, en faisant l'hypothèse que les sédiments ont une composition éclogitique au moment de leur fusion. Nous comparons parfois ces modèles, avec les coefficients de distribution de Johnson et Plank, (1999) obtenus à 900°C.

ANNEXE 8 - SIGLES ET ABRÉVIATIONS

Abréviations des structures géologiques

AUS : Australie
BL : bassin de Lau
BNC : bassin de Nouvelle Calédonie
BNF : bassin Nord Fidjien
BNL : bassin Nord Loyauté
BNA : bassin Nord Aoba
BOS : bassin Ouest Santo
BSA : bassin Sud Aoba
BSF : bassin Sud Fidjien
BTSC : bassin Torrès Santa Cruz
COA : croûte océanique altérée
CCAA : ceinture chevauchante arrière-arc
FDH : fossé du Havre
FC : fossé du Coriolis
FDH : fracture de Hunter
FNF : fracture Nord Fidjienne
FV : fosse du Vitiaz
FJC : fossé du Jean Charcot
NB : Nouvelle Bretagne
NC : Nouvelle Calédonie
NG : Nouvelle Guinée
NZ : Nouvelle Zélande
POJ : plateau Ontong Java
POT : plateau Ouest Torrès
RDE : ride d'Entrecasteaux
RDL : ride des Loyauté
RTR : ride des Trois Rois
RL : ride de Lau
RLC : ride de Lau-Colville
RLV : ride de Louisville
SED : sédiment

Abréviations des noms de roches et de minéraux

Bas : basalte

Annexe 8 - Sigles et Abréviations

AB : andésite basaltique

And : andésite

Dac : dacite

Ol : olivine

Cpx : clinopyroxène

Gt : grenat

Pl : feldspath plagioclase

Opx : orthopyroxène

Ox : oxyde ferro-titanés

Sp : spinelle

Sigles utilisés en géochimie

AFC : Assimilation Fractional Crystallization

DMM : Depleted MORB Mantle

BABB : Back Arc Basin Basalts

EM : Enriched Mantle

GLOSS : Global Subducting Sediment

HFSE : High Field Strength Elements; éléments à fort potentiel ionique

LILE : Large Ion Lithophile Elements; éléments à grand rayon ionique

(L, M, H)REE : (Light, Middle, Heavy) Rare Earth Elements

LOI : Loss On Ignition

NHRL : Northern Hemisphere Reference Line

MORB : Mid-Ocean Ridge Basalts

OIB : Ocean Island Basalt

TAS : Total Alkali Silica

Autres sigles

CMT : Centroid Moment Tensor

DSDP : Deep Sea Drilling Project

GMT : Global Mapping Tools

GPS : Global Positioning System

NEIC : National Earthquake Information Center

NOAA : National Oceanic and Atmospheric Administration

USGS : United States Geological Survey

N/O : Navire Océanographique

ODP : Ocean Drilling Program

Références bibliographiques

Adam, J. et Green, T., 2006. Trace element partitioning between mica- and amphibole-bearing garnet lherzolite and hydrous basanitic melt: 1. Experimental results and the investigation of controls on partitioning behaviour. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 152(1): 1-17.

Aigner-Torres, M., Blundy, J., Ulmer, P. et Pettke, T., 2007. Laser Ablation ICPMS study of trace element partitioning between plagioclase and basaltic melts: an experimental approach. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 153(6): 647-667.

Allen, S.R., 2004. Complex spatter- and pumice-rich pyroclastic deposits from an andesitic caldera-forming eruption: the Siwi pyroclastic sequence, Tanna, Vanuatu. *Bulletin of Volcanology*, 67(1): 27-41.

Andrew, J.E., Packham, G., Eade, J.V., Holdsworth, B.K., Jones, D.L., De Vriesklein, G., Kroenke, L.W., Saito, T., Shafik, S., Stoesser, D.B. et Van Der Lingen, G.J., 1973. Site 285 and 286. In: Andrew, J.E. and Packham, G. (Eds.), *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project*, Washington, DC, United States (USA), pp. 27-131.

Arndt, N.T. et Goldstein, S.L., 1989. An open boundary between lower continental-crust and mantle - Its role in crust formation and crustal recycling. *Tectonophysics*, 161(3-4): 201-212.

Auzende, J.M., Hey, R.N., Pelletier, B., Rouland, D., Lafoy, Y., Gracia, E. et Huchon, P., 1995a. Propagating rift west of the Fiji archipelago (North Fiji Basin, SW Pacific). *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 100(B9): 17823-17835.

Auzende, J.M., Lafoy, Y. et Marsset, B., 1988. Recent geodynamic evolution of the North Fiji Basin (Southwest Pacific). *Geology*, 16(10): 925-929.

Auzende, J.M., Pelletier, B. et Eissen, J.P., 1995b. The North Fiji Basin: Geology, Structure and geodynamic evolution. In: Taylor, B. (Ed.), *Back-arc basin: tectonics and magmatism*, New York, pp. 139-175.

Auzende, J.M., Pelletier, B. et Lafoy, Y., 1994. Twin active spreading ridges in the North Fiji Basin (Southwest Pacific). *Geology*, 22(1): 63-66.

Baker, P.E., Coltorti, M., Briquieu, L., Hasenaka, T., Condcliffe, E. et Crawford, A.J., 1994. Petrology and composition of the volcanic basement of Bougainville Guyot, Site 831. In: Greene, H.G., Collot, J.Y., Stokking, L.B. et al. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 134, College Station, TX, United States (USA), pp. 363-373.

Baker, P.E. et Condcliffe, E., 1996. Compositional variations in submarine volcanic ashes from the vicinity of the Vanuatu island arc: A response to ridge-arc collision? *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 72(3-4): 225-238.

Bani, P., Oppenheimer, C., Allard, P., Shinohara, H., Tsanev, V., Carn, S., Lardy, M. et Garaebiti, E., 2012. First estimate of volcanic SO₂ budget for Vanuatu island arc. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 211-212: 36-46.

Références bibliographiques

- Barrat, J.A., Keller, F., Amosse, J., Taylor, R.N., Nesbitt, R.W. et Hirata, T., 1996. Determination of rare earth elements in sixteen silicate reference samples by ICP-MS after Tm addition and ion exchange separation. *Geostandards Newsletter*, 20(1): 133-139.
- Barrat, J.A., Zanda, B., Moynier, F., Bollinger, C., Liorzou, C. et Bayon, G., 2012. Geochemistry of CI chondrites: Major and trace elements, and Cu and Zn Isotopes. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 83: 79-92.
- Barsdell, M., 1988. Petrology and petrogenesis of clinopyroxene-rich tholeiitic lavas, Merelava volcano, Vanuatu. *Journal of Petrology*, 29(5): 927-964.
- Barsdell, M. et Berry, R.F., 1990. Origin and evolution of primitive island-arc ankaramites from Western Epi, Vanuatu. *Journal of Petrology*, 31(3): 747-777.
- Barsdell, M., Smith, I.E.M. et Spoerli, K.B., 1982. The origin of reversed geochemical zoning in the northern New Hebrides volcanic arc. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 81(2): 148-155.
- Baubron, J.C., Guillon, J.H. et Récy, J., 1976. Géochronologie par la méthode K/Ar du substrat volcanique de l'île Maré, archipel des Loyauté (Sud-Ouest Pacifique). *Bulletin du Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, 2(4): 165-175.
- Bellon, H., Marcelot, G., Lefevre, C. et Maillet, P., 1984. Le volcanisme de l'île d'Erromango (République du Vanuatu): calendrier de l'activité (données 40K-40Ar). *Compte Rendu de l'Académie des Sciences*, 299: 257-262.
- Ben Othman, D., White, W.M. et Patchett, J., 1989. The geochemistry of marine-sediments, island-arc magma genesis, and crust mantle recycling. *Earth and Planetary Science Letters*, 94(1-2): 1-21.
- Bevis, M., Taylor, F.W., Schutz, B.E., Recy, J., Isacks, B.L., Helu, S., Singh, R., Kendrick, E., Stowell, J., Taylor, B. et Calmant, S., 1995. Geodetic observations of very rapid convergence and back-arc extension at the Tonga arc. *Nature*, 374(6519): 249-251.
- Bindeman, I.N., Davis, A.M. et Drake, M.J., 1998. Ion microprobe study of plagioclase-basalt partition experiments at natural concentration levels of trace elements. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 62(7): 1175-1193.
- Birck, J.L., 1986. Precision K-Rb-Sr isotopic analysis - Application to Rb-Sr chronology. *Chemical Geology*, 56(1-2): 73-83.
- BlichertToft, J. et Albarède, F., 1997. The Lu-Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system. *Earth and Planetary Science Letters*, 148(1-2): 243-258.
- BlichertToft, J., Chauvel, C. et Albarède, F., 1997. Separation of Hf and Lu for high-precision isotope analysis of rock samples by magnetic sector multiple collector ICP-MS. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 127(3): 248-260.
- Brenan, J.M., Shaw, H.F. et Ryerson, F.J., 1995a. Experimental-evidence for the origin of lead enrichment in convergent-margin magmas. *Nature*, 378(6552): 54-56.

Références bibliographiques

Brenan, J.M., Shaw, H.F., Ryerson, F.J. et Phinney, D.L., 1995b. Mineral-aqueous fluid partitioning of trace-elements at 900 degrees-C and 2.0 GPa - Constraints on the trace-element chemistry of mantle and deep-crustal fluids. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(16): 3331-3350.

Briqueu, L. et Lancelot, J.R., 1983. Sr isotopes and K, Rb, Sr balance in sediments and igneous rocks from the subducted plate of the Vanuatu (New Hebrides) active margin. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47: 191-200.

Briqueu, L., Laporte, C., Crawford, A.J., Hasenaka, T., Baker, P.E. et Coltorti, M., 1994. Temporal magmatic evolution of the Aoba Basin, central New Hebrides island arc; Pb, Sr, and Nd isotopic evidence for the coexistence of two mantle components beneath the arc. In: Greene, H.G., Collot, J.Y., Stokking, L.B. et al. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 134, College Station, TX, United States (USA), pp. 393-401.

Bryan, W.B., Finger, L.W. et Chayes, F., 1969. Estimating proportions in petrographic mixing equations by least-squares approximation. *Science*, 163(3870): 926-927.

Burns, R.E., Andrews, J.E., van der Lingen, G.J., Churkin, M., Galehouse, J.S., Packham, G.H., Davies, T.A., Kennett, J.P., Dumitrica, P., Edwards, A.R. et Von Herzen, R.P., 1973. Site 205. In: Davies, T.A. (Ed.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Washington, DC, United States (USA), pp. 57-102.

Cabioch, G., Banks-Cutler, K.A., Beck, W.J., Burr, G.S., Corrège, T., Edwards, A.R. et Taylor, F.W., 2003. Continuous reef growth during the last 23 cal kyr BP in a tectonically active zone (Vanuatu, SouthWest Pacific). *Quaternary Science Reviews*, 22: 1771-1786.

Calmant, S., Pelletier, B., Lebellegard, P., Bevis, M., Taylor, F.W. et Phillips, D.A., 2003. New insights on the tectonics along the New Hebrides subduction zone based on GPS results. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 108(B6): 2319-2340.

Carney, J.N. et MacFarlane, A., 1979. *Geology of Tanna, Aneityum, Futuna and Aniwa*. New Hebrides Government, 71 pp.

Castillo, P.R., 2012. Adakite petrogenesis. *Lithos*, 134: 304-316.

Cerrai, E. et Testa, C., 1963. Separation of rare earths by means of small columns of kel-f supporting di(2-ethylhexyl)orthophosphoric acid. *Journal of Inorganic & Nuclear Chemistry*, 25(8): 1045-1050.

Charvis, P. et Pelletier, B., 1989. The northern New Hebrides back-arc troughs - History and relation with the North Fiji Basin. *Tectonophysics*, 170(3-4): 259-277.

Chase, T.E. et Seekins, B.A., 1988. Submarine topography of the Vanuatu and southeastern Solomon Islands regions. In: Greene, H.G. and Wong, F.L. (Eds.), *Geology and Offshore Resources of Pacific Island Arcs - Vanuatu region*. Circum-Pacific Council Energy and Mineral Resources, Earth Sciences Service, pp. 35-36.

Références bibliographiques

Châtelain, J.L., Guillier, B. et Gratier, J.P., 1993. Unfolding the subducting plate in the central New Hebrides island-arc - Geometrical argument for detachment of part of the downgoing slab. *Geophysical Research Letters*, 20(8): 655-658.

Châtelain, J.L., Molnar, P., Prévot, R. et Isacks, B., 1992. Detachment of part of the downgoing slab and uplift of the New Hebrides (Vanuatu) islands. *Geophysical Research Letters*, 19(14): 1507-1510.

Chauvel, C. et Blichert-Toft, J., 2001. A hafnium isotope and trace element perspective on melting of the depleted mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 190(3-4): 137-151.

Chauvel, C., Bureau, S. et Poggi, C., 2011. Comprehensive chemical and isotopic analyses of basalt and sediment reference materials. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 35(1): 125-143.

Chauvel, C., Hofmann, A.W. et Vidal, P., 1992. HIMU EM - The french-Polynesian connection. *Earth and Planetary Science Letters*, 110(1-4): 99-119.

Chen, J.K., Taylor, F.W., Edwards, R.L., Cheng, H. et Burr, G.S., 1995. Recent emerged reef terraces of the yenkahe resurgent block, Tanna, Vanuatu - Implications for volcanic, landslide and tsunami hazards. *The Journal of Geology*, 103(5): 577-590.

Chen, W.P. et Brudzinski, M.R., 2003. Seismic anisotropy in the mantle transition zone beneath Fiji-Tonga. *Geophysical Research Letters*, 30(13).

Class, C., Miller, D.M., Goldstein, S.L. et Langmuir, C.H., 2000. Distinguishing melt and fluid subduction components in Umnak Volcanics, Aleutian Arc. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 1.

Cluzel, D., Aitchison, J.C. et Picard, C., 2001. Tectonic accretion and underplating of mafic terranes in the Late Eocene intraoceanic fore-arc of New Caledonia (Southwest Pacific): geodynamic implications. *Tectonophysics*, 340(1-2): 23-59.

Colley, H. et Warden, A.J., 1974. Petrology of New Hebrides. *Geological Society of America Bulletin*, 85(10): 1635-1646.

Collot, J.-Y. et Fisher, M.A., 1988. Crustal structure, from gravity data, of a collision zone in the central New Hebrides island arc. In: Greene, H.G. and Wong, F.L. (Eds.), *Geology and offshore resources of Pacific Island Arcs - Vanuatu region*. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Houston, TX, United States (USA), pp. 125-139.

Collot, J.-Y., Greene, H.G., Fisher, M.A. et Geist, E., 1994. Tectonic accretion and deformation of the accretionary wedge in the north d'Entrecasteaux Ridge "New Hebrides Island arc collision zone": Evidence from multichannel seismic reflection profiles and Leg 134 results. In: Greene, H.G., Collot, J.Y., Stokking, L.B. et al. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 134*, College Station, TX, United States (USA), pp. 5-18.

Collot, J.-Y. et Malahoff, A., 1982. Anomalies gravimétriques et structure de la zone de subduction des Nouvelles Hebrides. In: Nouméa, E.d.G.-G.d.C.O.d. (Ed.), *Contribution à l'étude géodynamique du Sud-Ouest Pacifique*. 147, Travaux et Documents de l'ORSTOM, pp. 91-110.

Références bibliographiques

- Collot, J., 2009. Evolution géodynamique du domaine Ouest offshore de la Nouvelle-Calédonie et de ses extensions vers la Nouvelle-Zélande, Université de Brest, 290 pp.
- Collot, J., Herzer, R., Lafoy, Y. et Geli, L., 2009. Mesozoic history of the Fairway-Aotea Basin: Implications for the early stages of Gondwana fragmentation. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 10.
- Collot, J.Y., Daniel, J. et Burne, R.V., 1985. Recent tectonics associated with the subduction collision of the d'Entrecasteaux zone in the central New-Hebrides. *Tectonophysics*, 112(1-4): 325-356.
- Collot, J.Y. et Fisher, M.A., 1991. The collision zone between the north d'Entrecasteaux ridge and the New Hebrides island-arc .1. sea beam morphology and shallow structure. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth and Planets*, 96(B3): 4457-4478.
- Collot, J.Y., Lallemand, S., Pelletier, B., Eissen, J.P., Glaçon, G., Fisher, M.A., Greene, H.G., Boulín, J., Daniel, J. et Monzier, M., 1992. Geology of the D'Entrecasteaux-New Hebrides arc collision zone - Results from a deep submersible survey. *Tectonophysics*, 212(3-4): 213-241.
- Coltorti, M., Baker, P.E., Briquieu, L., Hasenaka, T. et Galassi, B., 1994a. Petrology and geochemistry of volcanic rocks from the New Hebrides forearc region, sites 827, 829, and 830. In: Greene, H.G., Collot, J.Y., Stokking, L.B. et al. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 134, College Station, TX, United States (USA), pp. 337-352.
- Coltorti, M., Hasenaka, T., Briquieu, L., Baker, P.E. et Siena, F., 1994b. Petrology and magmatic affinity of the North d'Entrecasteaux Ridge, central New Hebrides Trench, Site 828. In: Greene, H.G., Collot, J.Y., Stokking, L.B. et al. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 134, College Station, TX, United States (USA), pp. 353-362.
- Coulon, C., Maillet, P., Maury, R.C. et Blanchet, R., 1979. Contribution à l'étude du volcanisme de l'arc des Nouvelles-Hebrides; données pétrologiques sur les laves de l'île d'Efate. Volcanism of the New Hebrides Arc; petrology of Efate Island lavas. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7(21): 619-629.
- Crawford, A.J., Briquieu, L., Laporte, C. et Hasenaka, T., 1995. Coexistence of Indian and Pacific oceanic upper mantle reservoirs beneath the central New Hebrides island arc. In: Taylor, B. and Natland, J. (Eds.), *Active margins and marginal basins of the western Pacific*. American Geophysical Union, Geophysical Monograph, Washington, DC, United States (USA), pp. 199-217.
- Crawford, A.J., Falloon, T.J. et Green, D.H., 1989. Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites. In: Crawford, A.J. (Ed.), *Boninites and Related Rocks*. Unwin Hyman, London, pp. 1-49.
- Crawford, A.J., Meffre, S. et Symonds, P.A., 2003. 120 to 0 Ma tectonic evolution of the southwest Pacific and analogous geological evolution of the 600 to 220 Ma Tasman Fold Belt System. *Geological Society of Australia Special Publication*, 22: 377-397.
- Davey, F.J., 1982. The structure of the South Fiji Basin. *Tectonophysics*, 87(1-4): 185-241.

Références bibliographiques

- Davidson, J., Turner, S., Handley, H., Macpherson, C. et Dosseto, A., 2007. Amphibole "sponge" in arc crust? *Geology*, 35(9): 787-790.
- Davies, J.H. et Von Blanckenburg, F., 1995. Slab breakoff - A model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens. *Earth and Planetary Science Letters*, 129(1-4): 85-102.
- Defant, M.J. et Drummond, M.S., 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347(6294): 662-665.
- DeLong, S.E., Hodges, F.N. et Arculus, R.J., 1975. Ultramafic and mafic inclusions, Kanaga island, Alaska, and occurrence of alkaline rocks in island arcs. *Journal of Geology*, 83(6): 721-736.
- DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F. et Stein, S., 1994. Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time-scale on estimates of current plate motions. *Geophysical Research Letters*, 21(20): 2191-2194.
- DePaolo, D.J., 1981. Trace-element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*, 53(2): 189-202.
- DePaolo, D.J. et Wasserburg, G.J., 1977. The sources of island arcs as indicated by Nd and Sr isotopic studies. *Geophysical Research Letters*, 4(10): 465-468.
- Dubois, J., Launay, J., Récy, J. et Marshall, J., 1977. New-Hebrides trench - Subduction rate from associated lithospheric bulge. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 14(2): 250-255.
- Dugas, F., Carney, J.N., Cassagnol, C., Jezek, P.A. et Monzier, M., 1976. Dreged rocks along a cross section in the outhern New Hebrides Island arc and their bearing on the age of the arc. In: Technip, P. (Editor), *International symposium on geodynamics in the south-west Pacific*, pp. 105-116.
- Dupont, J. et Récy, J., 1981. Le Sud-Ouest Pacifique : données structurales, Atlas de la Nouvelle Calédonie et Dépendances. ORSTOM, Nouméa.
- Dupré, B. et Allègre, C.J., 1983. Pb-Sr isotope variation in the Indian-Ocean basalts and mixing phenomena. *Nature*, 303(5913): 142-146.
- Dupuy, C., Dostal, J., Marcelot, G., Bougault, H., Joron, J.L. et Treuil, M., 1982. Geochemistry of basalts from central and southern New Hebrides arc - Implication for their source rock composition. *Earth and Planetary Science Letters*, 60(2): 207-225.
- Durance, P.M.J., Jadamec, M.A., Falloon, T.J. et Nicholls, I.A., 2012. Magmagenesis within the Hunter Ridge Rift Zone resolved from olivine-hosted melt inclusions and geochemical modelling with insights from geodynamic models. *Australian Journal of Earth Sciences*, 59(6): 913-931.
- Eggins, S.M., 1993. Origin and differentiation of picritic arc magmas, Ambae (Aoba), Vanuatu. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 114(1): 79-100.
- Eiler, J.M., McInnes, B., Valley, J.W., Graham, C.M. et Stolper, E.M., 1998. Oxygen isotope evidence for slab-derived fluids in the sub-arc mantle. *Nature*, 393(6687): 777-781.

Références bibliographiques

- Eisele, J., Sharma, M., Galer, S.J.G., Blichert-Toft, J., Devey, C.W. et Hofmann, A.W., 2002. The role of sediment recycling in EM-1 inferred from Os, Pb, Hf, Nd, Sr isotope and trace element systematics of the Pitcairn hotspot. *Earth and Planetary Science Letters*, 196(3-4): 197-212.
- Eissen, J.P., Blot, C. et Louat, R., 1991a. Chronologie de l'activité volcanique historique de l'arc insulaire des Nouvelles Hébrides de 1595 à 1991, ORSTOM, Nouméa, Nouvelle Calédonie.
- Eissen, J.P., Lefevre, C., Maillet, P., Morvan, G. et Nohara, M., 1991b. Petrology and geochemistry of the central North Fiji Basin spreading center (southwest pacific) between 16°S and 22°S. *Marine Geology*, 98(2-4): 201-239.
- Elliott, T., 2003. Tracers of the slab. In: Eiler, J. (Ed.), *Inside the subduction factory*. Geophysical Monograph, American Geophysical Union, pp. 23-45.
- Elliott, T., Plank, T., Zindler, A., White, W. et Bourdon, B., 1997. Element transport from slab to volcanic front at the Mariana arc. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 102(B7): 14991-15019.
- Escrig, S., Capmas, F., Dupré, B. et Allègre, C.J., 2004. Osmium isotopic constraints on the nature of the DUPAL anomaly from Indian mid-ocean-ridge basalts. *Nature*, 431(7004): 59-63.
- Ewart, A., 1982. Petrogenesis of the tertiary anorogenic volcanic series of southern Queensland, Australia, in the light of trace-element geochemistry and O, Sr and Pb isotopes. *Journal of Petrology*, 23(3): 344-382.
- Falloon, T.J. et Danyushevsky, L.V., 2000. Melting of refractory mantle at 1 center dot 5, 2 and 2 center dot 5 GPa under, anhydrous and H₂O-undersaturated conditions: Implications for the petrogenesis of high-Ca boninites and the influence of subduction components on mantle melting. *Journal of Petrology*, 41(2): 257-283.
- Falloon, T.J., Danyushevsky, L.V., Crawford, A.J., Meffre, S., Woodhead, J.D. et Bloomer, S.H., 2008. Boninites and adakites from the northern termination of the tonga trench: Implications for adakite petrogenesis. *Journal of Petrology*, 49(4): 697-715.
- Falvey, D.A., 1978. Analysis of paleomagnetic data from the New Hebrides. *Bulletin of the Australian Society of Exploration Geophysicists*, 9(3): 117-123.
- Fisher, M.A., Collot, J.Y. et Geist, E.L., 1991. The collision zone between the north D'Entrecasteaux Ridge and the New Hebrides island-arc .2. Structure from multichannel seismic data. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth and Planets*, 96(B3): 4479-4495.
- Fisher, N.H., 1957. Catalogue of the active volcanoes of the world including solfatara fields, Part V, IAVCEI, Rome.
- Fleutelot, C., Eissen, J.P., Dosso, L., Juteau, T., Launeau, P., Bollinger, C., Cotten, J., Danyushevsky, L. et Savoyant, L., 2005. Petrogenetic variability along the North-South Propagating Spreading Center of the North Fiji Basin. *Mineralogy and Petrology*, 83(1-2): 55-86.
- Galer, S.J.G. et Abouchami, W., 1998. Practical application of lead triple spiking for correction of instrumental mass discrimination, Goldschmidt conference, Toulouse.

Références bibliographiques

- Gèze, B., 1966. Sur l'âge des derniers cataclysmes volcanotectoniques dans la région centrale de l'arc des Nouvelles Hébrides. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7: 329-333.
- Gorton, M.P., 1974. The geochemistry and geochronology of the New Hébrides, Australian National University, 300 pp.
- Gorton, M.P., 1977. The geochemistry and origin of Quaternary volcanism in the New Hébrides. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 41(9): 1257-1270.
- Graham, D.W., Blichert-Toft, J., Russo, C.J., Rubin, K.H. et Albarède, F., 2006. Cryptic striations in the upper mantle revealed by hafnium isotopes in southeast Indian ridge basalts. *Nature*, 440(7081): 199-202.
- Green, D.H., 1976. Experimental testing of "equilibrium" partial melting of peridotite under water-saturated, high pressure conditions. *Canadian Mineralogist*, 14: 255-268.
- Green, T.H., Blundy, J.D., Adam, J. et Yaxley, G.M., 2000. SIMS determination of trace element partition coefficients between garnet, clinopyroxene and hydrous basaltic liquids at 2-7.5 GPa and 1080-1200 degrees C. *Lithos*, 53(3-4): 165-187.
- Greene, H.G. et Collot, J.-Y., 1994. Ridge-arc collision: timing and deformation determined by Leg 134 drilling, central New Hébrides Island arc. In: Greene, H.G., Collot, J.Y., Stokking, L.B. et al. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 134*, College Station, TX, United States (USA), pp. 609-621.
- Greene, H.G., Collot, J.-Y., Fisher, M.A. et Crawford, A.J., 1994. Neogene tectonic evolution of the New Hébrides island arc; a review incorporating ODP drilling results. In: Greene, H.G., Collot, J.Y., Stokking, L.B. et al. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 134*, College Station, TX, United States (USA), pp. 19-46.
- Greene, H.G., MacFarlane, A., Johnson, D.P. et Crawford, A.J., 1988. Structure and tectonics of the central New Hébrides arc. In: Greene, H.G. and Wong, F.L. (Eds.), *Geology and offshore resources of Pacific Island Arcs - Vanuatu region*. Earth Science Series. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Houston, TX, United States (USA), pp. 377-412.
- Grove, T.L., Chatterjee, N., Parman, S.W. et Medard, E., 2006. The influence of H₂O on mantle wedge melting. *Earth and Planetary Science Letters*, 249(1-2): 74-89.
- Haase, K.M., Worthington, T.J., Stoffers, P., Garbe-Schonberg, D. et Wright, I., 2002. Mantle dynamics, element recycling, and magma genesis beneath the Kermadec Arc-Havre Trough. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 3.
- Hall, R., 2002. Cenozoic geological and plate tectonic evolution of SE Asia and the SW Pacific: computer-based reconstructions, model and animations. *Journal of Asian Earth Sciences*, 20(4): 353-431.
- Hall, R. et Spakman, W., 2002. Subducted slabs beneath the eastern Indonesia-Tonga region: insights from tomography. *Earth and Planetary Science Letters*, 201(2): 321-336.

Références bibliographiques

- Hanan, B.B., Blichert-Toft, J., Pyle, D.G. et Christie, D.M., 2004. Contrasting origins of the upper mantle revealed by hafnium and lead isotopes from the Southeast Indian Ridge. *Nature*, 432(7013): 91-94.
- Hanan, B.B. et Graham, D.W., 1996. Lead and helium isotope evidence from oceanic basalts for a common deep source of mantle plumes. *Science*, 272(5264): 991-995.
- Handley, H.K., Macpherson, C.G., Davidson, J.P., Berlo, K. et Lowry, D., 2007. Constraining fluid and sediment contributions to subduction-related magmatism in Indonesia: Ijen volcanic complex. *Journal of Petrology*, 48(6): 1155-1183.
- Handley, H.K., Turner, S.P., Smith, I.E.M., Stewart, R.B. et Cronin, S.J., 2008. Rapid timescales of differentiation and evidence for crustal contamination at intra-oceanic arcs: Geochemical and U-Th-Ra-Sr-Nd isotopic constraints from Lopevi Volcano, Vanuatu, SW Pacific. *Earth and Planetary Science Letters*, 273(1-2): 184-194.
- Hart, S.R., 1984. A large-scale isotope anomaly in the Southern-Hemisphere mantle. *Nature*, 309(5971): 753-757.
- Hart, S.R., 1988. Heterogeneous mantle domains - Signatures, genesis and mixing chronologies. *Earth and Planetary Science Letters*, 90(3): 273-296.
- Hauri, E.H., Wagner, T.P. et Grove, T.L., 1994. Experimental and natural partitioning of Th, U, Pb and other trace-elements between garnet, clinopyroxene and basaltic melts. *Chemical Geology*, 117(1-4): 149-166.
- Hawkesworth, C., Turner, S., Peate, D., McDermott, F. et vanCalsteren, P., 1997a. Elemental U and Th variations in island arc rocks: Implications for U-series isotopes. *Chemical Geology*, 139(1-4): 207-221.
- Hawkesworth, C.J., Turner, S.P., McDermott, F., Peate, D.W. et vanCalsteren, P., 1997b. U-Th isotopes in arc magmas: Implications for element transfer from the subducted crust. *Science*, 276(5312): 551-555.
- Hergt, J.M. et Hawkesworth, C.J., 1994. Pb-, Sr-, and Nd-isotopic evolution of the Lau Basin: implications for mantle dynamics during backarc opening. In: Hawkins, J., Parson, L., Allan, J. et al. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results 135*, College Station, TX, United States (USA), pp. 505-518.
- Hermann, J. et Rubatto, D., 2009. Accessory phase control on the trace element signature of sediment melts in subduction zones. *Chemical Geology*, 265(3-4): 512-526.
- Hermann, J. et Spandler, C.J., 2008. Sediment melts at sub-arc depths: An experimental study. *Journal of Petrology*, 49(4): 717-740.
- Herzer, R.H., Barker, D.H.N., Roest, W.R. et Mortimer, N., 2011. Oligocene-Miocene spreading history of the northern South Fiji Basin and implications for the evolution of the New Zealand plate boundary. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 12.

Références bibliographiques

- Heuret, A. et Lallemand, S., 2005. Plate motions, slab dynamics and back-arc deformation. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 149(1-2): 31-51.
- Heyworth, Z., Knesel, K.M., Turner, S.P. et Arculus, R.J., 2011. Pb-isotopic evidence for rapid trench-parallel mantle flow beneath Vanuatu. *Journal of the Geological Society*, 168(1): 265-271.
- Hickey-Vargas, R., Hergt, J.M. et Spadea, P., 1995. The Indian Ocean-type isotopic signature in Western Pacific marginal basins: origin and significance. In: Taylor, B. and Natland, J. (Eds.), *Active margins and marginal basins of the western Pacific*. American Geophysical Union, Geophysical Monograph, Washington, DC, United States (USA), pp. 175-197.
- Hildreth, W. et Moorbath, S., 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98(4): 455-489.
- Hirose, K. et Kawamoto, T., 1995. Hydrous partial melting of lherzolite at 1 GPa - The effect of H₂O on the genesis of basaltic magmas. *Earth and Planetary Science Letters*, 133(3-4): 463-473.
- Hofmann, A.W. et White, W.M., 1982. Mantle plume from ancient oceanic-crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 57(2): 421-436.
- Holmes, M.L., 1988. Seismic refraction measurements in the summit basins of the New Hebrides arc. In: Greene, H.G. and Wong, F.L. (Eds.), *Geology and offshore resources of Pacific Island Arcs - Vanuatu region*. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Houston, TX, United States (USA), pp. 163-176.
- Huchon, P., Gracia, E., Ruellan, E., Joshima, M. et Auzende, J.M., 1994. Kinematics of active spreading in the central North Fiji Basin (Southwest Pacific). *Marine Geology*, 116(1-2): 69-87.
- Irvine, T.N. et Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8: 523-548.
- Isacks, B., Barazangi, M., Stephens, C., York, J., Louat, R., Pascal, G., Pontoise, B. et Dubois, J., 1977. Geometry of lithosphere subducted beneath central New Hebrides island arc. *Transactions-American Geophysical Union*, 58(6): 448-448.
- Jadamec, M.A. et Billen, M.I., 2010. Reconciling surface plate motions with rapid three-dimensional mantle flow around a slab edge. *Nature*, 465(7296): 338-U389.
- Jakes, P. et Gill, J., 1970. Rare Earth Elements and island arc tholeiitic series. *Earth and Planetary Science Letters*, 9(1): 17-28.
- Jochum, K.P. et Brueckner, S.M., 2008. Reference Materials in Geoanalytical and Environmental Research - Review for 2006 and 2007. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 32(4): 405-452.
- Jochum, K.P., Wilson, S.A., Abouchami, W., Amini, M., Chmeleff, J., Eisenhauer, A., Hegner, E., Iaccheri, L.M., Kieffer, B., Krause, J., McDonough, W.F., Mertz-Kraus, R., Raczek, I., Rudnick, R.L., Scholz, D., Steinhöfel, G., Stoll, B., Stracke, A., Tonarini, S., Weis, D., Weis, U. et

Références bibliographiques

- Woodhead, J.D., 2011. GSD-1G and MPI-DING Reference Glasses for In Situ and Bulk Isotopic Determination. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 35(2): 193-226.
- Johnson, M.C. et Plank, T., 1999. Dehydration and melting experiments constrain the fate of subducted sediments. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 1.
- Karig, D.E., 1971. Origin and development of marginal basins in western Pacific. *Journal of Geophysical Research*, 76(11): 2542-2561.
- Karig, D.E. et Mammerickx, J., 1972. Tectonic framework of the New Hebrides island arc. *Marine Geology*, 12(3): 187-205.
- Kay, R.W., 1978. Aleutian magnesian andesites: melts from subducted Pacific Ocean crust. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 4: 117-132.
- Kelemen, P.B., 1995. Genesis of high Mg-number andesites and the continental-crust. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 120(1): 1-19.
- Kelemen, P.B., Hanghøj, K. et Greene, A.R., 2003. One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs with an emphasis on primitive andesite and lower crust. In: Rudnick, R.L. (Ed.), *Treatise on Geochemistry, The Crust*. Elsevier-Pergamon, Oxford, pp. 593-659.
- Kempton, P.D., Pearce, J.A., Barry, T.L., Fitton, J.G., Langmuir, C. et Christie, D.M., 2002. Sr-Nd-Pb-Hf isotope results from ODP Leg 187: Evidence for mantle dynamics of the Australian-Antarctic Discordance and origin of the Indian MORB source. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 3.
- Kessel, R., Schmidt, M.W., Ulmer, P. et Pettke, T., 2005. Trace element signature of subduction-zone fluids, melts and supercritical liquids at 120-180 km depth. *Nature*, 437(7059): 724-727.
- Kincaid, C. et Griffiths, R.W., 2004. Variability in flow and temperatures within mantle subduction zones. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 5.
- Klein, E.M., Langmuir, C.H., Zindler, A., Staudigel, H. et Hamelin, B., 1988. Isotope evidence of a mantle convection boundary at the Australian-Antarctic discordance. *Nature*, 333(6174): 623-629.
- Kolobov, V.Y., Koulakov, I.Y. et Tikunov, Y.V., 2001. Deep structure and geodynamic evolution of the Tonga-New-Hebrides Region: geochemical, geochronological, and seismotomographic data. *InterRidge News*, 10(2): 40-45.
- Kroenke, L.W. et Rodda, P., 1984. Cenozoic tectonic development of the Southwest Pacific, New Zealand. Technical Secretariat of CCOP/SOPAC c/o Mineral Resources Department, 126 pp.
- Kushiro, I., 1974. Melting of hydrous upper mantle and possible generation of andesitic magma - Approach from synthetic systems. *Earth and Planetary Science Letters*, 22(4): 294-299.
- Lagabrielle, Y., Goslin, J., Martin, H., Thiroit, J.L. et Auzende, J.M., 1997. Multiple active spreading centres in the hot north Fiji basin (southwest Pacific): A possible model for Archaeane seafloor dynamics? *Earth and Planetary Science Letters*, 149(1-4): 1-13.

Références bibliographiques

- Lagabrielle, Y., Pelletier, B., Cabioch, G., Regnier, M. et Calmant, S., 2003. Coseismic and long-term vertical displacement due to back arc shortening, central Vanuatu: Offshore and onshore data following the M-w 7.5, 26 November 1999 Ambrym earthquake. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 108(B11).
- Lallemant, S., Heuret, A. et Boutelier, D., 2005. On the relationships between slab dip, back-arc stress, upper plate absolute motion, and crustal nature in subduction zones. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 6.
- Langmuir, C.H., Bender, J.F., Bence, A.E., Hanson, G.N. et Taylor, S.R., 1977. Petrogenesis of basalts from Famous area - Mid-Atlantic Ridge. *Earth and Planetary Science Letters*, 36(1): 133-156.
- Langmuir, C.H., Vocke, R.D., Hanson, G.N. et Hart, S.R., 1978. A general mixing equation with applications to icelandic basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 37: 380-392.
- Laporte, C., Briquieu, L., Cluzel, D. et Eissen, J.P., 1998. Isotopic gradient along the New Hebrides arc (Vanuatu, SW Pacific). Collision of the d'Entrecasteaux Zone and heterogeneity of mantle sources. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences II Fascicule A - Science de la Terre et des Planètes*, 326(2): 101-106.
- Le Bas, M.J., Lemaître, R.W., Streckeisen, A. et Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic-rocks based on the total alkali silica diagram. *Journal of Petrology*, 27(3): 745-750.
- Leat, P.T., Pearce, J.A., Barker, R.F., Millar, I.L., Barry, T.L. et Larter, R.D., 2004. Magma genesis and mantle flow at a subducting slab edge: the South Sandwich arc-basin system. *Earth and Planetary Science Letters*, 227(1-2): 17-35.
- Legrand, D., Rouland, D., Frogneux, M., Carniel, R., Charley, D., Roult, G. et Robin, C., 2005. Interpretation of very long period tremors at Ambrym volcano, Vanuatu, as quasi-static displacement field related to two distinct magmatic sources. *Geophysical Research Letters*, 32(6).
- Lister, G.S., White, L.T., Hart, S. et Forster, M.A., 2012. Ripping and tearing the rolling-back New Hebrides slab. *Australian Journal of Earth Sciences*, 59(6): 899-911.
- Louat, R., Hamburger, M. et Monzier, M., 1988. Shallow and intermediate-depth seismicity in the New Hebrides arc: Constraints on the subduction process. In: Greene, H.G. and Wong, F.L. (Eds.), *Geology and offshore resources of Pacific Island Arcs - Vanuatu region*. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Houston, TX, United States (USA), pp. 329-356.
- Louat, R. et Pelletier, B., 1989. Seismotectonics and present-day relative plate motions in the New Hebrides-North Fiji Basin region. *Tectonophysics*, 167: 41-55.
- MacFarlane, A., Carney, J.N., Crawford, A.J. et Greene, H.G., 1988. Vanuatu - A review of the onshore geology. In: Greene, H.G.W.F.L. (Ed.), *Geology and offshore resources of Pacific Island Arcs - Vanuatu region*. Earth Science Series. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Houston, TX, United States (USA), pp. 24-68.

Références bibliographiques

- Mahoney, J., Leroex, A.P., Peng, Z., Fisher, R.L. et Natland, J.H., 1992. Southwestern limits of Indian-ocean ridge mantle and the origin of low pb-206 pb-204 midocean ridge basalt - Isotope systematics of the central Southwest Indian Ridge (17-degrees-E-50-degrees-E). *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 97(B13): 19771-19790.
- Maillet, P., Monzier, M., Eissen, J.P. et Louat, R., 1989. Geodynamics of an arc-ridge junction: the case of the New Hebrides Arc / North Fiji Basin. *Tectonophysics*, 165: 251-268.
- Maillet, P., Monzier, M. et Lefevre, C., 1986. Petrology of Matthew and Hunter volcanoes, south New-Hebrides island-arc (southwest Pacific). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 30(1-2): 1-27.
- Maillet, P., Monzier, M., Selo, M. et Storzer, D., 1983. The D'Entrecasteaux zone (Southwest Pacific) - A petrological and geochronological reappraisal. *Marine Geology*, 53(3): 179-197.
- Maillet, P., Ruellan, E., Gerard, M., Person, A., Bellon, H., Cotten, J., Joron, J.L., Nakada, S. et Price, R.C., 1995. Tectonics, Magmatism, and evolution of the New Hebrides backarc troughs (Southwest Pacific). In: B, T. (Ed.), *Back-arc basins: tectonics and magmatism*, New York, pp. 177-235.
- Malahoff, A., 1970. Gravity and magnetic studies of the New Hebrides island arc. British Service, New Hebrides, Port Vila, 67 pp.
- Malahoff, A., Hammond, S.R., Naughton, J.J., Keeling, D.L. et Richmond, R.N., 1982. Geophysical evidence for post-Miocene rotation of the island of Viti-Levu, Fiji, and its relationship to the tectonic development of the North Fiji Basin. *Earth and Planetary Science Letters*, 57(2): 398-414.
- Mallick, D.I. et Neef, G., 1974. *Geology of Pentecost*. British Service, New Hebrides (Vila).
- Mallick, D.I.J. et Ash, R.P., 1975. *Geology of the Southern Banks Islands*. British Service, New Hebrides, Port Vila, 33 pp.
- Manhès, G., Allègre, C.J. et Provost, A., 1984. U-Th-Pb systematics of the eucrite juvenas - Precise age-determination and evidence for exotic lead. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48(11): 2247-2264.
- Mann, P. et Taira, A., 2004. Global tectonic significance of the Solomon Islands and Ontong Java Plateau convergent zone. *Tectonophysics*, 389(3-4): 137-190.
- Marcelot, G., Lefevre, C., Maillet, P., Maury, R.C. et Blanchet, R., 1979. Contribution à l'étude du volcanisme de l'arc des Nouvelles-Hébrides; caractérisation de deux séries magmatiques de l'île d'Erromango. *Volcanism of the New Hebrides Arc; characterization of the two magmatic series on Erromango Island*. Serial; Conference document; Analytic Thesis, Société Géologique de France, Paris, France (FRA), 263 pp.
- Marshall, J.F. et Launay, J., 1978. Uplift rates of the Loyalty Islands as determined by ²³⁰Th/²³⁴U dating of raised coral terraces. *Quaternary Research*, 9(2): 186-192.
- Marthelot, J.M., Chatelain, J.L., Isacks, B.L., Cardwell, R.K. et Coudert, E., 1985. Seismicity and attenuation in the central Vanuatu (New-Hebrides) Islands - A new interpretation of the effect of

subduction of the d'Entrecasteaux fracture-zone. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth and Planets*, 90(NB10): 8641-8650.

Martin, H., Smithies, R.H., Rapp, R., Moyen, J.F. et Champion, D., 2005. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos*, 79(1-2): 1-24.

McCall, G.J.H., LeMaitre, R.W., Malahoff, A., Robinson, G.P.S. et tephenson, P.J., 1970. The geology and geophysics of Ambrym caldera, New Hebrides. *Bulletin of Volcanology*, 34: 681-696.

McConachy, T.F., Arculus, R.J., Yeats, C.J., Binns, R.A., McInnes, B.I.A., Sestak, S., Sharpe, R., Rakau, B., Tevi, T. et Barriga, F., 2005. New hydrothermal activity and alkalic volcanism in the backarc Coriolis Troughs, Vanuatu. *Geology*, 33(1): 61-64.

McCulloch, M.T. et Gamble, J.A., 1991. Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism. *Earth and Planetary Science Letters*, 102(3-4): 358-374.

McDade, P., Blundy, J.D. et Wood, B.J., 2003. Trace element partitioning on the Tinaquillo Lherzolite solidus at 1.5 GPa. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 139(1-2): 129-147.

McDermott, F. et Hawkesworth, C., 1991. Th, Pb, and Sr isotope variations in young island-arc volcanics and oceanic sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, 104(1): 1-15.

McDonough, W.F. et Sun, S.S., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120(3-4): 223-253.

McKenzie, D. et O'Nions, R.K., 1991. Partial melt distributions from inversion of Rare-Earth Element concentrations. *Journal of Petrology*, 33(6): 1453-1453.

Meffre, S. et Crawford, A.J., 2001. Collision tectonics in the New Hebrides arc (Vanuatu). *Island Arc*, 10(1): 33-50.

Meschede, M. et Pelletier, B., 1994. Structural style of the accretionary wedge in front of the north d'Entrecasteaux Ridge. In: Greene, H.G., Collot, J.Y., Stokking, L.B. et al. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 134, College Station, TX, United States (USA), pp. 417-429.

Métrich, N., Allard, P., Aiuppa, A., Bani, P., Bertagnini, A., Shinohara, H., Parello, F., Di Muro, A., Garaebiti, E., Belhadj, O. et Massare, D., 2011. Magma and Volatile Supply to Post-collapse Volcanism and Block Resurgence in Siwi Caldera (Tanna Island, Vanuatu Arc). *Journal of Petrology*, 52(6): 1077-1105.

Meyzen, C.M., Blichert-Toft, J., Ludden, J.N., Humler, E., Mevel, C. et Albarède, F., 2007. Isotopic portrayal of the Earth's upper mantle flow field. *Nature*, 447(7148): 1069-1074.

Meyzen, C.M., Ludden, J.N., Humler, E., Luais, B., Toplis, M.J., Mevel, C. et Storey, M., 2005. New insights into the origin and distribution of the DUPAL isotope anomaly in the Indian Ocean mantle from MORB of the Southwest Indian Ridge. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 6.

Miller, D.M., Goldstein, S.L. et Langmuir, C., 1994. Cerium/lead and lead isotope ratios in arc magmas and the enrichment of lead in the continents. *Nature*, 368: 514-519.

Références bibliographiques

- Mitchell, A.H.G. et Warden, A.J., 1971. Geological evolution of the New Hebrides island arc. *Journal of the Geological Society*, 127: 501-529.
- Miyashiro, A., 1978. Nature of alkalic volcanic rock series. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 66: 91-104.
- Monjaret, M.C., 1989. Le magmatisme des fossés à l'arrière de l'arc des Nouvelles Hebrides (Vanuatu), Université de Bretagne Occidentale, Brest, 500 pp.
- Monjaret, M.C., Bellon, H. et Maillet, P., 1991. Magmatism of the troughs behind the New Hebrides island arc (RV Jean Charcot SEAPSO 2 cruise): K-Ar geochronology and petrology. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 46(3-4): 265-280.
- Monjaret, M.C., Bellon, H., Maillet, P. et Récy, J., 1987. The New Hebrides back-arc troughs volcanism (Leg-2-SEAPSO cruise of R/V Jean-Charcot in southwestern Pacific) - Preliminary K-Ar ages and petrological data. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences Serie II*, 305(7): 605-609.
- Monzier, M., 1993. Un modèle de collision arc insulaire-ride océanique. Evolution sismo-tectonique et pétrologie des volcanites de la zone d'affrontement arc des Nouvelles Hebrides - ride des Loyauté, Université Française du Pacifique, Nouméa, 322 pp.
- Monzier, M., Danyushevsky, L.V., Crawford, A.J., Bellon, H. et Cotten, J., 1993. High-Mg andesites from the southern termination of the New-Hebrides island-arc (SW Pacific). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 57(3-4): 193-217.
- Monzier, M., Robin, C., Eissen, J.P. et Cotten, J., 1997. Geochemistry vs. seismo-tectonics along the volcanic New Hebrides Central Chain (Southwest Pacific). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 78(1-2): 1-29.
- Mortimer, N., Herzer, R.H., Gans, P.B., Laporte-Magoni, C., Calvert, A.T. et Bosch, D., 2007. Oligocene-Miocene tectonic evolution of the South Fiji Basin and Northland Plateau, SW Pacific Ocean: Evidence from. petrology and dating of dredged rocks. *Marine Geology*, 237(1-2): 1-24.
- Moyen, J.F., 2009. High Sr/Y and La/Yb ratios: The meaning of the "adakitic signature". *Lithos*, 112(3-4): 556-574.
- Müller, D., Rock, N.M.S. et Groves, D.I., 1992. Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks in different tectonic settings: a pilot study. *Mineralogy and Petrology*, 46: 259-289.
- Müller, R.D., Sdrolias, M., Gaina, C. et Roest, W.R., 2008. Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 9.
- Murgulov, V., Griffin, W.L. et O'Reilly, S.Y., 2012. Temporal correlation of magmatic-tectonic events in the lower and upper crust in north-east Australia. *International Journal of Earth Sciences*, 101(5): 1091-1109.
- Musgrave, R.J. et Firth, J.V., 1999. Magnitude and timing of New Hebrides Arc rotation: Paleomagnetic evidence from Nendo, Solomon Islands. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 104(B2): 2841-2853.

Références bibliographiques

- Nairn, I.A., Scott, B.J. et Giggenbach, W.F., 1988. Yasur volcanic investigations, Vanuatu September 1988. New Zealand Geological Survey Report: 1-74.
- Nakada, S., Maillet, P., Monjaret, M.C., Fujinawa, A. et Urabe, T., 1994. High-Na dacite from the Jean-Charcot-trough (Vanuatu), Southwest Pacific. *Marine Geology*, 116(1-2): 197-213.
- Nebel, O., Munker, C., Nebel-Jacobsen, Y.J., Kleine, T., Mezger, K. et Mortimer, N., 2007. Hf-Nd-Pb isotope evidence from Permian arc rocks for the long-term presence of the Indian-Pacific mantle boundary in the SW Pacific. *Earth and Planetary Science Letters*, 254(3-4): 377-392.
- Neef, G., Zhao, J.X., Collerson, K.D. et Zhang, F.S., 2003. Late Quaternary uplift and subsidence of the west coast of Tanna, south Vanuatu, southwest Pacific: U-Th ages of raised coral reefs in the Median Sedimentary Basin. *Australian Journal of Earth Sciences*, 50(1): 39-48.
- Nemeth, K. et Cronin, S.J., 2009. Phreatomagmatic volcanic hazards where rift-systems meet the sea, a study from Ambae Island, Vanuatu. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 180(2-4): 246-258.
- Nemeth, K., Cronin, S.J., Stewart, R.B. et Charley, D., 2009. Intra- and extra-caldera volcanoclastic facies and geomorphic characteristics of a frequently active mafic island-arc volcano, Ambrym Island, Vanuatu. *Sedimentary Geology*, 220(3-4): 256-270.
- Nichols, G.T., Wyllie, P.J. et Stern, C.R., 1994. Subduction zone-melting of pelagic sediments constrained by melting experiments. *Nature*, 371(6500): 785-788.
- Niu, Y.L. et Hekinian, R., 1997. Basaltic liquids and harzburgitic residues in the Garrett Transform: A case study at fast-spreading ridges. *Earth and Planetary Science Letters*, 146(1-2): 243-258.
- Nohara, M., Hirose, K., Eissen, J.P., Urabe, T. et Joshima, M., 1994. The North Fiji Basin basalts and their magma sources. 2. Sr-Nd isotopic and trace-element constraints. *Marine Geology*, 116(1-2): 179-195.
- Pascal, G., Isacks, B.L., Baranzangi, M. et Dubois, J., 1978. Precise relocalisations of earthquakes and seismotectonics of the New Hebrides island arc. *Journal of Geophysical Research*, 83: 4957-4973.
- Peacock, S.M., 1990. Fluid processes in subduction zones. *Science*, 248(4953): 329-337.
- Peacock, S.M., Rushmer, T. et Thompson, A.B., 1994. Partial melting of subducting oceanic-crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 121(1-2): 227-244.
- Pearce, J.A., Kempton, P.D. et Gill, J.B., 2007. Hf-Nd evidence for the origin and distribution of mantle domains in the SW Pacific. *Earth and Planetary Science Letters*, 260(1-2): p 98-114.
- Pearce, J.A., Kempton, P.D., Nowell, G.M. et Noble, S.R., 1999. Hf-Nd element and isotope perspective on the nature and provenance of mantle and subduction components in Western Pacific arc-basin systems. *Journal of Petrology*, 40(11): 1579-1611.
- Pearce, J.A. et Parkinson, I.J., 1993. Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis. Geological Society, London, Special Publications, 76: 373-403.

Références bibliographiques

- Pearce, J.A. et Peate, D.W., 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 23: 251-285.
- Peate, D.W., Baker, J.A., Jakobsson, S.P., Waight, T.E., Kent, A.J.R., Grassineau, N.V. et Skovgaard, A.C., 2009. Historic magmatism on the Reykjanes Peninsula, Iceland: a snap-shot of melt generation at a ridge segment. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 157(3): 359-382.
- Peate, D.W., Pearce, J.A., Hawkesworth, C.J., Colley, H., Edwards, C.M.H. et Hirose, K., 1997. Geochemical variations in Vanuatu arc lavas: the role of subducted material and a variable mantle wedge composition. *Journal of Petrology*, 38(10): 1331-1358.
- Peccerillo, A. et Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic-rocks from Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58(1): 63-81.
- Pelletier, B., 1999. Subduction de ride et ouverture arrière-arc dans le Pacifique Sud-Ouest, Université Pierre et Marie Curie.
- Pelletier, B., Calmant, S. et Pillet, R., 1998. Current tectonics of the Tonga New Hebrides region. *Earth and Planetary Science Letters*, 164(1-2): 263-276.
- Pelletier, B., Lagabriele, Y., Benoit, M., Cabioch, G., Calmant, S., Garel, E. et Guivel, C., 2001. Newly identified segments of the Pacific-Australia plate boundary along the North Fiji transform zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 193(3-4): 347-358.
- Pelletier, B., Meschede, M., Chabernaud, T., Roperch, P. et Zhao, X., 1994. Tectonics of the central New Hebrides arc, north Aoba Basin. In: Greene, H.G., Collot, J.Y., Stokking, L.B. et al. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 134, College Station, TX, United States (USA), pp. 431-444.
- Picard, C., Monzier, M., Eissen, J.-P. et Robin, C., 1995. Concomitant evolution of tectonic environment and magma geochemistry, Ambrym volcano (Vanuatu, New Hebrides arc). In: Smellie, J.L. (Ed.), *Volcanism associated with extension at consuming plate margin*. Geological Society of America, Special Publication, pp. 135-154.
- Plank, T., 2005. Constraints from thorium/lanthanum on sediment recycling at subduction zones and the evolution of the continents. *Journal of Petrology*, 46(5): 921-944.
- Plank, T. et Langmuir, C.H., 1988. An evaluation of the global variations in the major element chemistry of arc basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 90(4): 349-370.
- Plank, T. et Langmuir, C.H., 1993. Tracing trace-elements from sediment input to volcanic output at subduction zones. *Nature*, 362(6422): 739-743.
- Plank, T. et Langmuir, C.H., 1998. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chemical Geology*, 145(3-4): 325-394.
- Pontoise, B., Charvis, P. et Gérard, M., 1994. Sedimentary and crustal structure of the north Aoba Basin from seismic refraction data. In: Greene, H.G., Collot, J.Y., Stokking, L.B. et al. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 134, College Station, TX, United States (USA), pp. 549-563.

Références bibliographiques

- Pontoise, B., Latham, G.V. et Ibrahim, A.H., 1982. Sismique réfraction: Structure de la croûte aux Nouvelles-Hébrides. In: Nouméa, E.d.G.-G.d.C.O.d.N.C. (Ed.), Contribution à l'étude géodynamique du Sud-Ouest Pacifique. Travaux et Documents de l'ORSTOM, pp. 79-90.
- Pontoise, B. et Tiffin, D., 1986. Seismic refraction results over the d'Entrecasteaux Zone west of the New-Hebrides Arc. *Géodynamique*, 1: 109-120.
- Prévot, R., Chatelain, J.L., Roecker, S.W. et Grasso, J.R., 1994. A shallow double seismic zone beneath the central New Hebrides (Vanuatu) - Evidence for fragmentation and accretion of the descending plate. *Geophysical Research Letters*, 21(19): 2159-2162.
- Prévot, R., Roecker, S.W., Isacks, B.L. et Chatelain, J.L., 1991. Mapping of low P-wave velocity structures in the subducting plate of the central New Hebrides, Southwest Pacific. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 96(B12): 19825-19842.
- Price, R.C. et Kroenke, L.W., 1991. Tectonics and magma genesis in the northern North Fiji Basin. *Marine Geology*, 98(2-4): 241-258.
- Prouteau, G., Scaillet, B., Pichavant, M. et Maury, R., 2001. Evidence for mantle metasomatism by hydrous silicic melts derived from subducted oceanic crust. *Nature*, 410(6825): 197-200.
- Pyle, D.G., Christie, D.M., Mahoney, J. et Duncan, R.A., 1992. Resolving an isotopic boundary within the Australian-Antarctic discordance. *Earth and Planetary Science Letters*, 112: 161-178.
- Pysklywec, R.N., Mitrovica, J.X. et Ishii, M., 2003. Mantle avalanche as a driving force for tectonic reorganization in the southwest Pacific. *Earth and Planetary Science Letters*, 209(1-2): 29-38.
- Quinn, T.M., Taylor, F.W. et Halliday, A.N., 1994. Strontium-isotopic dating of neritic carbonates at Bougainville Guyot (Site 831), New Hebrides Island arc. In: Greene, H.G., Collot, J.Y., Stokking, L.B. et al. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 134, College Station, TX, United States (USA), pp. 89-95.
- Raos, A.M. et Crawford, A.J., 2004. Basalts from the Efate Island Group, central section of the Vanuatu arc, SW Pacific: geochemistry and petrogenesis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 134(1-2): 35-56.
- Reagan, M.K., Morris, J.D., Herrstrom, E.A. et Murrell, M.T., 1994. Uranium series and Beryllium isotope evidence for an extended history of subduction modification of the mantle below Nicaragua. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58(19): 4199-4212.
- Récy, J., Pelletier, B., Charvis, P., Gerard, M., Monjaret, M.C. et Maillet, P., 1990. Structure, âge et origine des fossés arrière-arc des Nouvelles Hébrides (Sud-Ouest Pacifique). *Oceanologica Acta*, 10: 165-182.
- Regnier, M., Calmant, S., Pelletier, B., Lagabrielle, Y. et Cabioch, G., 2003. The M-w 7.5 1999 Ambrym earthquake, Vanuatu: A back arc intraplate thrust event. *Tectonics*, 22(4).

Références bibliographiques

- Rehkamper, M. et Hofmann, A.W., 1997. Recycled ocean crust and sediment in Indian Ocean MORB. *Earth and Planetary Science Letters*, 147(1-4): 93-106.
- Rex, D.C., 1994. K-Ar age determinations of samples from Leg 134. In: Greene, H.G., Collot, J.Y., Stokking, L.B. et al. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 134, College Station, TX, United States (USA), pp. 413-414.
- Richard, P., Shimizu, N. et Allègre, C.J., 1976. Nd143/Nd146 A natural tracer - Application to oceanic basalt. *Earth and Planetary Science Letters*, 31(2): 269-278.
- Richards, S., Holm, R. et Barber, G., 2011. When slabs collide: A tectonic assessment of deep earthquakes in the Tonga-Vanuatu region. *Geology*, 39(8): 787-790.
- Robin, C., Eissen, J.P. et Monzier, M., 1993. Giant tuff cone and 12-km-wide associated caldera at Ambrym volcano (Vanuatu, New-Hebrides-arc). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 55(3-4): 225-238.
- Robin, C., Eissen, J.P. et Monzier, M., 1994. Ignimbrites of basaltic andesite and andesite compositions from Tanna, New-Hebrides arc. *Bulletin of Volcanology*, 56(1): 10-22.
- Robin, C., Eissen, J.P. et Monzier, M., 1995. Mafic pyroclastic flows at Santa-Maria (Gaua) volcano, Vanuatu - the caldera formation problem in mainly mafic island-arc volcanos. *Terra Nova*, 7(4): 436-443.
- Robin, C., Monzier, M., Eissen, J.P., Picard, C. et Camus, G., 1991. Coexistence of HK and MK series in the pyroclastics related to the Ambrym caldera (Vanuatu, New Hebrides island arc). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Série II*, 313(12): 1425-1432.
- Roca, J.L., 1978. Contribution to the petrologic and structural study of the New Hebrides.
- Rosenbaum, G. et Mo, W., 2011. Tectonic and magmatic responses to the subduction of high bathymetric relief. *Gondwana Research*, 19(3): 571-582.
- Rudnick, R.L., 1990. Nd and Sr isotopic compositions of lower-crustal xenoliths from North Queensland, Australia - Implications for Nd model ages and crustal growth-processes. *Chemical Geology*, 83(3-4): 195-208.
- Rudnick, R.L. et Gao, S., 2004. Composition of the continental crust. In: Rudnick, R.L. (Ed.), *Treatise on Geochemistry - The Crust*. Elsevier, New York, pp. 1-64.
- Rudnick, R.L. et Goldstein, S.L., 1990. The Pb isotopic compositions of lower crustal xenoliths and the evolution of lower crustal Pb. *Earth and Planetary Science Letters*, 98(2): 192-207.
- Ruellan, E. et Lagabrielle, Y., 2005. Oceanic subductions and active spreading in the Southwest Pacific. *Géomorphologie*, 2: 121-142.
- Sage, F. et Charvis, P., 1991. Deep-structure of the transition zone between the island-arc and the marginal basin in the northern New Hebrides arc (Vanuatu, South-West Pacific). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Série II*, 313(1): 41-48.
- Salters, V.J.M., 1996. The generation of mid-ocean ridge basalts from the Hf and Nd isotope perspective. *Earth and Planetary Science Letters*, 141(1-4): 109-123.

Références bibliographiques

- Savov, I.P., Ryan, J.G., D'Antonio, M., Kelley, K. et Mattie, P., 2005. Geochemistry of serpentinized peridotites from the Mariana Forearc Conical Seamount, ODP Leg 125: Implications for the elemental recycling at subduction zones. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 6.
- Schellart, W.P., 2011. A subduction zone reference frame based on slab geometry and subduction partitioning of plate motion and trench migration. *Geophysical Research Letters*, 38.
- Schellart, W.P., Freeman, J., Stegman, D.R., Moresi, L. et May, D., 2007. Evolution and diversity of subduction zones controlled by slab width. *Nature*, 446(7133): 308-311.
- Schellart, W.P., Lister, G.S. et Toy, V.G., 2006. A Late Cretaceous and Cenozoic reconstruction of the Southwest Pacific region: Tectonics controlled by subduction and slab rollback processes. *Earth-Science Reviews*, 76(3-4): 191-233.
- Schellart, W.P., Stegman, D.R., Farrington, R.J. et Moresi, L., 2011. Influence of lateral slab edge distance on plate velocity, trench velocity, and subduction partitioning. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 116.
- Schmidt, M.W. et Poli, S., 1998. Experimentally based water budgets for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation. *Earth and Planetary Science Letters*, 163(1-4): 361-379.
- Sdrolias, M., Müller, R.D. et Gaina, C., 2003. Tectonic evolution of the Southwest Pacific using constraints from backarc basins. In: Hills, R.R. and Müller, R.D. (Eds.), *Evolution and Dynamics of the Australian Plate*. Geological Society of Australia Special Publication, pp. 343-359.
- Seton, M., Muller, R.D., Zahirovic, S., Gaina, C., Torsvik, T., Shephard, G., Talsma, A., Gurnis, M., Turner, M., Maus, S. et Chandler, M., 2012. Global continental and ocean basin reconstructions since 200 Ma. *Earth-Science Reviews*, 113(3-4): 212-270.
- Shaw, D.M., 1970. Trace element fractionation during anatexis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 34(2): 237-243.
- Shimizu, N. et Kushiro, I., 1975. Partitioning of rare-earth elements between garnet and liquid at high-pressures - Preliminary experiments. *Geophysical Research Letters*, 2(10): 413-416.
- Sigurdsson, I.A., Kamenetsky, V.S., Crawford, A.J., Eggins, S.M. et Zlobin, S.K., 1993. Primitive island-arc and oceanic lavas from the Hunter Ridge - Hunter Fracture Zone - Evidence from glass, olivine and spinel compositions. *Mineralogy and Petrology*, 47(2-4): 149-169.
- Singer, B.S., Jicha, B.R., Leeman, W.P., Rogers, N.W., Thirlwall, M.F., Ryan, J. et Nicolaysen, K.E., 2007. Along-strike trace element and isotopic variation in Aleutian Island arc basalt: Subduction melts sediments and dehydrates serpentine. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 112(B6).
- Sinton, J.M., Price, R.C., M., J.K.T., Staudigel, H. et Zindler, A., 1993. Petrology and geochemistry of submarine lavas from the Lau and North Fiji Basins. In: Kroenke, L.W. and Eade, J.V. (Eds.), *Basin formation, ridge crest processes, and metallogenesis in the North Fiji Basin*. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, pp. 119-134.

Références bibliographiques

- Sorbadere, F., Schiano, P., Métrich, N. et Garaebiti, E., 2011. Insights into the origin of primitive silica-undersaturated arc magmas of Aoba volcano (Vanuatu arc). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 162(5): 995-1009.
- Stalder, R., Foley, S.F., Brey, G.P. et Horn, I., 1998. Mineral aqueous fluid partitioning of trace elements at 900-1200 degrees C and 3.0-5.7 GPa: New experimental data for garnet, clinopyroxene, and rutile, and implications for mantle metasomatism. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62(10): 1781-1801.
- Staudigel, H., Park, K.H., Pringle, M., Rubenstone, J.L., Smith, W.H.F. et Zindler, A., 1991. The longevity of the South-Pacific Isotopic and Thermal Anomaly. *Earth and Planetary Science Letters*, 102(1): 24-44.
- Storey, M., Saunders, A.D., Tarney, J., Gibson, I.L., Norry, M.J., Thirlwall, M.F., Leat, P., Thompson, R.N. et Menzies, M.A., 1989. Contamination of Indian-ocean asthenosphere by the Kerguelen-heard mantle plume. *Nature*, 338(6216): 574-576.
- Strelow, F.W.E., 1960. An ion exchange selectivity scale of cations based on equilibrium distribution coefficients. *Analytical Chemistry*, 32(9): 1185-1188.
- Strelow, F.W.E., 1978. Distribution coefficients and anion-exchange behavior of some elements in hydrobromic nitric acid mixtures. *Analytical Chemistry*, 50(9): 1359-1361.
- Sun, S.S. et McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts. Geological Society, London, Special Publications., pp. 313-345.
- Syracuse, E.M. et Abers, G.A., 2006. Global compilation of variations in slab depth beneath arc volcanoes and implications. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 7.
- Tanaka, T., Togashi, S., Kamioka, H., Amakawa, H., Kagami, H., Hamamoto, T., Yuhara, M., Orihashi, Y., Yoneda, S., Shimizu, H., Kunimaru, T., Takahashi, K., Yanagi, T., Nakano, T., Fujimaki, H., Shinjo, R., Asahara, Y., Tanimizu, M. et Dragusanu, C., 2000. JNdi-1: a neodymium isotopic reference in consistency with LaJolla neodymium. *Chemical Geology*, 168(3-4): 279-281.
- Tanimizu, M. et Ishikawa, T., 2006. Development of rapid and precise Pb isotope analytical techniques using MC-ICP-MS and new results for GSJ rock reference samples. *Geochemical Journal*, 40: 121-133.
- Tatsumi, Y., Hamilton, D.L. et Nesbitt, R.W., 1986. Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas - Evidence from high-pressure experiments and natural rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 29(1-4): 293-309.
- Taylor, F.W., 1992. The d'Entrecasteaux Zone - New Hebrides Island arc collision zone: an overview. In: Greene, H.G., Collot, J.Y., Stokking, L.B. et al. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*, 134, College Station, TX, United States (USA), pp. 19-31.
- Taylor, F.W., Baevis, M.G., Schutz, B.E., Kuang, D., Recy, J., Calmant, S., Charley, D., Regnier, M., Perin, B., Jackson, M. et Reichenfeld, C., 1995. Geodetic measurements of convergence

at the New-Hebrides-island arc indicate arc fragmentation caused by an impinging aseismic ridge. *Geology*, 23(11): 1011-1014.

Taylor, F.W., Frohlich, C., Lecolle, J. et Strecker, M., 1987. Analysis of partially emerged corals and reef terraces in the central Vanuatu arc - Comparison of contemporary coseismic and nonseismic with quaternary vertical movements. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth and Planets*, 92(B6): 4905-4933.

Taylor, F.W., Mann, P., Bevis, M.G., Edwards, R.L., Cheng, H., Cutler, K.B., Gray, S.C., Burr, G.S., Beck, J.W., Phillips, D.A., Cabioch, G. et Recy, J., 2005. Rapid forearc uplift and subsidence caused by impinging bathymetric features: Examples from the New Hebrides and Solomon arcs. *Tectonics*, 24(6).

Taylor, F.W., Quinn, T.M., Gallup, C.D. et Edwards, R.L., 1994a. Quaternary plate convergence rates at the New Hebrides island arc from the chronostratigraphy of Bougainville Guyot (Site 831). In: Greene, H.G., Collot, J.Y., Stokking, L.B. et al. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 134, College Station, TX, United States (USA), pp. 47-57.

Taylor, G.K., Gascoyne, J. et Colley, H., 2000. Rapid rotation of Fiji: Paleomagnetic evidence and tectonic implications. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 105(B3): 5771-5781.

Taylor, R.N., Nesbitt, R.W., Vidal, P., Harmon, R.S., Auvray, B. et Croudace, I.W., 1994b. Mineralogy, chemistry, and genesis of the boninite series volcanics, Chichijima, Bonin-Islands, Japan. *Journal of Petrology*, 35(3): 577-617.

Todd, E., Gill, J.B. et Pearce, J.A., 2012. A variably enriched mantle wedge and contrasting melt types during arc stages following subduction initiation in Fiji and Tonga, southwest Pacific. *Earth and Planetary Science Letters*, 335: 180-194.

Todd, E., Gill, J.B., Wysoczanski, R.J., Hergt, J., Wright, I.C., Leybourne, M.I. et Mortimer, N., 2011. Hf isotopic evidence for small-scale heterogeneity in the mode of mantle wedge enrichment: Southern Havre Trough and South Fiji Basin back arcs. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 12.

Tollstrup, D., Gill, J., Kent, A., Prinkey, D., Williams, R., Tamura, Y. et Ishizuka, O., 2010. Across-arc geochemical trends in the Izu-Bonin arc: Contributions from the subducting slab, revisited. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 11.

Tollstrup, D.L. et Gill, J.B., 2005. Hafnium systematics of the Mariana arc: Evidence for sediment melt and residual phases. *Geology*, 33(9).

Turner, S., Hawkesworth, C., vanCalsteren, P., Heath, E., Macdonald, R. et Black, S., 1996. U-series isotopes and destructive plate margin magma genesis in the Lesser Antilles. *Earth and Planetary Science Letters*, 142(1-2): 191-207.

Turner, S.P., Peate, D.W., Hawkesworth, C.J., Eggins, S.M. et Crawford, A.J., 1999. Two mantle domains and the time scales of fluid transfer beneath the Vanuatu arc. *Geology*, 27(11): 963-966.

Références bibliographiques

- Urey, H.C., 1947. The thermodynamic properties of isotopic substances. *Journal of the Chemical Society(MAY)*: 562-581.
- van der Hilst, R.D., Widiyantoro, S. et Engdahl, E.R., 1997. Evidence for deep mantle circulation from global tomography. *Nature*, 386(6625): 578-584.
- Vervoort, J.D., Plank, T. et Prytulak, J., 2011. The Hf-Nd isotopic composition of marine sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75(20): 5903-5926.
- Wallace, L.M., McCaffrey, R., Beavan, J. et Ellis, S., 2005. Rapid microplate rotations and backarc rifting at the transition between collision and subduction. *Geology*, 33(11): 857-860.
- Warden, A.J., 1967. The 1963-65 eruption of Lopevi Volcano (New Hebrides). *Bulletin of volcanology*, 30: 277-306.
- Wasserburg, G.J., Jacobsen, S.B., Depaolo, D.J., McCulloch, M.T. et Wen, T., 1981. Precise determination of Sm/Nd ratios, Sm and Nd isotopic abundances in standard solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 45(12): 2311-2323.
- Watts, A.B., Weissel, J.K. et Larson, R.L., 1977. Sea-floor spreading in marginal basins of Western Pacific. *Tectonophysics*, 37(1-3): 167-181.
- Weaver, B.L., 1991. The origin of ocean island basalt end-member compositions - Trace-element and isotopic constraints. *Earth and Planetary Science Letters*, 104(2-4): 381-397.
- Weissel, J.K., Watts, A.B. et Lapouille, A., 1982. Evidence for late Paleocene to late Eocene seafloor in the southern New-Hebrides basin. *Tectonophysics*, 87(1-4): 243-251.
- Whattam, S.A., Malpas, J., Ali, J.R. et Smith, I.E.M., 2008. New SW Pacific tectonic model: Cyclical intraoceanic magmatic arc construction and near-coeval emplacement along the Australia-Pacific margin in the Cenozoic. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 9: 34.
- White, W.M., 2013. *Geochemistry*. Blackwell-Wiley, Oxford, UK, 672 pp.
- White, W.M., Albarède, F. et Telouk, P., 2000. High-precision analysis of Pb isotope ratios by multi-collector ICP-MS. *Chemical Geology*, 167(3-4): 257-270.
- White, W.M. et Patchett, J., 1984. Hf-Nd-Sr isotopes and incompatible element abundances in island arcs: implications for magmas origins and crust-mantle evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, 67: 167-185.
- Willbold, M. et Stracke, A., 2006. Trace element composition of mantle end-members: Implications for recycling of oceanic and upper and lower continental crust. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 7.
- Willbold, M. et Stracke, A., 2010. Formation of enriched mantle components by recycling of upper and lower continental crust. *Chemical Geology*, 276(3-4): 188-197.
- Williams, C.E. et Curtis, R., 1964. The eruption of Lopevi, New Hebrides, July 1960. *Bulletin of volcanology*, 27: 423-433.
- Witter, J.B. et Self, S., 2007. The Kuwae (Vanuatu) eruption of AD 1452: potential magnitude and volatile release. *Bulletin of Volcanology*, 69(3): 301-318.

Références bibliographiques

- Woodhead, J.D., 1989. Geochemistry of the Mariana arc (Western Pacific) - Source composition and processes. *Chemical Geology*, 76(1-2): 1-24.
- Woodhead, J.D., Hergt, J.M., Davidson, J.P. et Eggins, S.M., 2001. Hafnium isotope evidence for 'conservative' element mobility during subduction zone processes. *Earth and Planetary Science Letters*, 192(3): 331-346.
- Workman, R.K. et Hart, S.R., 2005. Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM). *Earth and Planetary Science Letters*, 231(1-2): 53-72.
- Yang, Y.H., Zhang, H.F., Chu, Z.Y., Xie, L.W. et Wu, F.Y., 2010. Combined chemical separation of Lu, Hf, Rb, Sr, Sm and Nd from a single rock digest and precise and accurate isotope determinations of Lu-Hf, Rb-Sr and Sm-Nd isotope systems using Multi-Collector ICP-MS and TIMS. *International Journal of Mass Spectrometry*, 290(2-3): 120-126.
- Yogodzinski, G.M., Lees, J.M., Churikova, T.G., Dorendorf, F., Woerner, G. et Volynets, O.N., 2001. Geochemical evidence for the melting of subducting oceanic lithosphere at plate edges. *Nature*, 409(6819): 500-504.
- Zhang, N. et Pysklywec, R.N., 2006. Role of mantle flow at the North Fiji Basin: Insights from anomalous topography. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 7.
- Zindler, A. et Hart, S., 1986. Chemical Geodynamics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 14: 493-571.